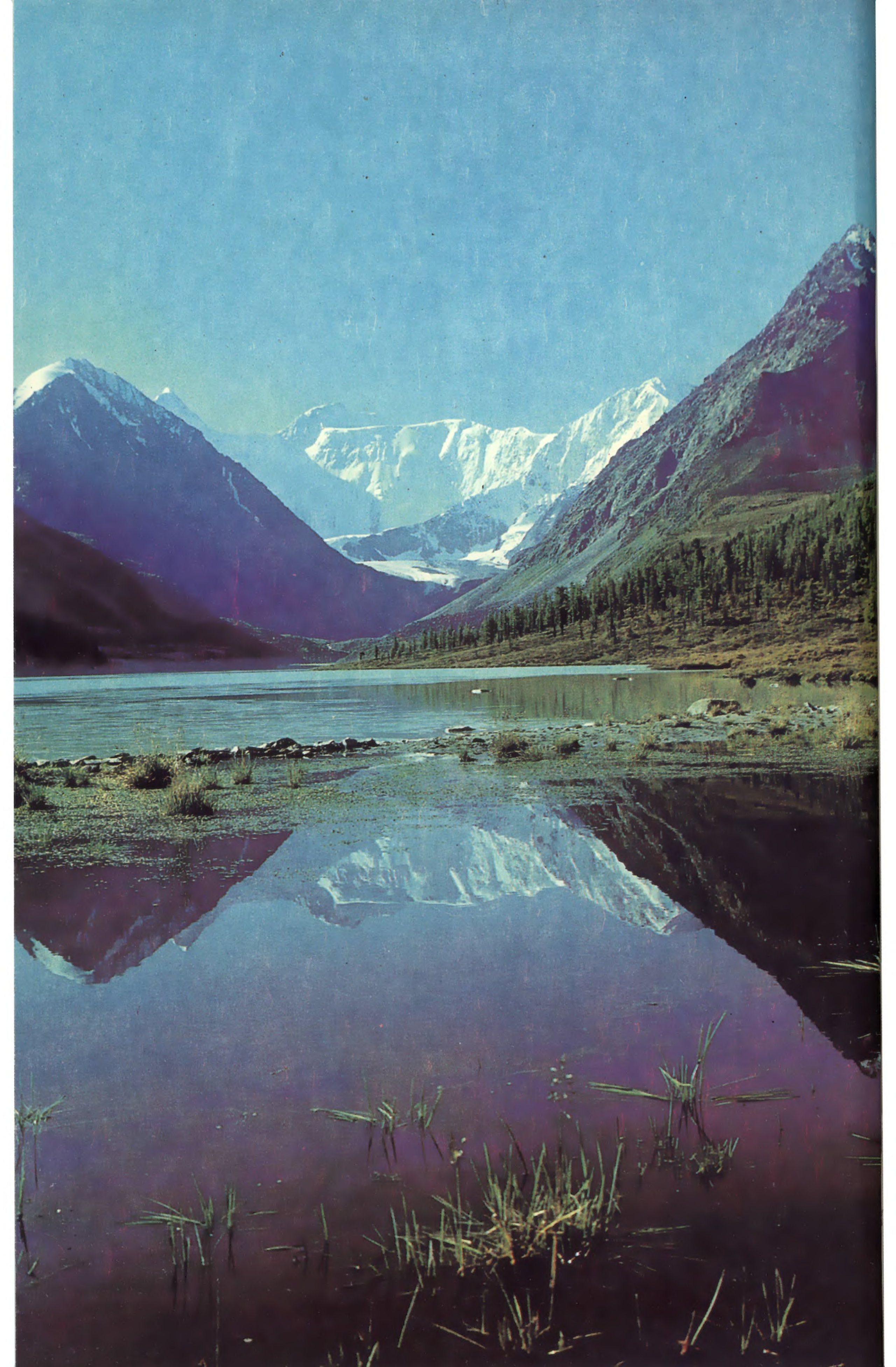

ПРИРОДА
МИРА



Л.Д. Долгушин Г.Б. Осипова

ЛЕДНИКИ



МОСКВА «МЫСЛЬ» 1989

ББК 26.222.8
Д 64

Редакции
географической литературы

Рецензенты:
доктор географических наук
О. П. ЧИЖОВ,

кандидат географических наук
О. Н. ВИНОГРАДОВ

Художник серии
Л. Ф. ШКАНОВ

Художник издания
Е. В. КУЗНЕЦОВА

Художник-картограф
А. В. МАКАРОВА

Д $\frac{1805010000\text{-}065}{004(01)\text{-}89}$ 110-89

ISBN 5-244-00315-1

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

АФС — аэрофотосъемка
ИСЗ — искусственный спутник Земли
КАЭ — Комплексная Антарктическая экспедиция СССР
КС — космическая съемка
МАГП — Международный Антарктический гляциологический проект
МГГ — Международный геофизический год
МГГС — Международный союз геодезии и геофизики
МГД — Международное гидрологическое десятилетие
МГС — Международное геофизическое сотрудничество
МКСЛ — Международная комиссия снега и льда
1-й МПГ — Первый Международный полярный год
2-й МПГ — Второй Международный полярный год
САЭ — Советская Антарктическая экспедиция
влк. — вулкан
о. — остров
оз. — озеро
п-ов — полуостров
р. — река
ур. м. — уровень моря
хр. — хребет
с. ш. — северная широта
ю. ш. — южная широта
в. д. — восточная долгота
з. д. — западная долгота
С — север
СВ — северо-восток
В — восток
ЮВ — юго-восток
Ю — юг
З — запад
СЗ — северо-запад

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга посвящена описанию современных ледников Земли, условий их существования, географического размещения и тенденций развития. В ней впервые дано систематическое изложение основных сведений о ледниках по всем районам современного оледенения нашей планеты, основанное на обширных материалах гляциологических исследований как советских, так и зарубежных ученых. Книга рассчитана на специалистов-гляциологов и географов, но она будет интересна и широкому кругу читателей.

Далеко не всем известно, что лед — это самая распространенная на поверхности Земли горная порода. Общая масса льда, заключенного в ледниках, айсбергах, снежном покрове, морских и подземных льдах и в атмосфере Земли, составляет $2{,}423 \cdot 10^{22}$ т (Прилож. № 1, табл. 1). Из них 98, 96%, или $2{,}398 \cdot 10^{22}$ т, приходится на ледники, которые и являются объектом нашего внимания.

Много это или мало? Это примерно в 32 раза больше массы всех поверхностных вод суши. Если всю массу льда современных ледников равномерно распределить по поверхности всего земного шара, толщина ледяного панциря составит около 50 м! Но ледники на Земле распределены очень неравномерно — 85,6% их общей площади приходится на Антарктиду, более 11% — на Гренландию и лишь 3,4% — на всю остальную сушу (Прилож. № 1, табл. 2). Однако эти 3,4% играют огромную роль в жизни людей, населяющих горные страны (Альпы, Кавказ, Средняя и Центральная Азия, Кордильеры, Анды и др.). По мере освоения горных территорий хозяйственное значение ледников все более возрастает.

Крупные ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии оказывают огромное влияние на климат планеты и гидрологию Мирового океана. С динамикой ледников связаны катастрофические явления, которые необходимо предвидеть при хозяйственном освоении территории гор. Исследование следов прошлой деятельности ледников и разрезов ледниковых толщ позволяет восстановить природные условия на Земле, существовавшие многие тысячи лет назад, а это дает возможность прогнозировать эволюцию ледников и условий их существования в будущем. Таким образом, изучение ледников — проблема очень актуальная и важная.

Жители горных стран о ледниках и некоторых их особенностях знали очень давно, хотя свидетельств тому сохранилось немного. Так, в скандинавских сагах XIII в. есть описания ледников Исландии и катастрофических наводнений, вызывавшихся таянием льда при вулканических извержениях.

Первое сочинение о ледниках Альп появилось в XVIII в. (О. Соссюр «Путешествие в Альпы», 1779 г.). С середины XIX в. в Альпах проводятся специальные гляциологические исследования (Л. Агассис, Д. Тиндаль, Г. Рид, С. Финстервальдер, Ф. Форель и др.). С развитием альпинизма стали появляться сообщения о ледниках в Гималаях, Южной и Северной Америке. Началось изучение ледников в Арктике и Антарктике. Во время 1-го Международного полярного года (1882—1883) в Арктике было организовано 13, а в Антарктике 2 научные станции. Россией были созданы две станции: на Новой Земле — «Малые Кармакулы» и в устье Лены — «Сагатырь», в их программу входили главным образом метеорологические наблюдения.

В 1894 г. была образована Международная ледниковая комиссия, современной преемницей которой является Международная комиссия снега и льда (МКСЛ), входящая в Международную ассоциацию гидрологических наук Международного союза геодезии и геофизики (МГГС). МКСЛ координирует гляциологические исследования по международным программам, курирует Службу наблюдений за колебаниями ледников, работу по составлению Всемирного каталога ледников, регулярно организует международные симпозиумы. Гляциологические исследования советских ученых координирует секция гляциологии Междуведомственного геофизического комитета при президиуме Академии наук СССР, член МКСЛ.

Начиная со второй половины XIX в. в России проводились исследования ледников Кавказа (Н. А. Буш и др.), Алтая (В. В. Сапожников), Средней Азии (В. Ф. Ошанин, Б. А. Федченко и др.).

Первые каталоги ледников были составлены: в 1891 г. — для Альп (И. Егерленер), в 1911 г. — для Кавказа (К. И. Подозерский), в 1930 г. — для Средней Азии (Н. Л. Корженевский), не потерявшие значения и в наши дни, так как они позволяют сравнивать состояние оледенения того времени с его современным состоянием.

Гляциологические исследования широко развернулись во время 2-го Международного полярного года (2-го МПГ) (1932—1933). Было создано более 60 станций в разных частях земного шара, на которых велись синхронные наблюдения. Только в советской Арктике работало 17 станций — на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле и во многих других местах на арктических островах и на побережье. Кроме того, исследования проводились на ледниках Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Памира и Алтая. На леднике Федченко на высоте 4300 м над ур. м. была основана самая высокогорная станция, наблюдения на которой проводятся и в настоящее время. Результаты гляциологических исследований во время 2-го МПГ обобщены в книге С. В. Калесника «Горные ледниковые районы СССР», изданной в 1937 г., и в ряде других публикаций. В Антарктиде на шельфовом леднике Росса была основана американская станция Литл-Америка. Именно на этом леднике впервые вдали от побережья провел зимовку известный американский исследователь Р. Бэрд.

Наибольшего размаха международные гляциологические исследования получили в период Международного геофизического года (МГГ), официально проводившегося с 1 июля 1957 по 31 декабря 1958 г., и в период продолжившего его Международного геофизического сотрудничества в 1959 г. Исследования проводили 26 стран на 103 ледниковых станциях. Было организовано несколько станций на дрейфующих льдах и много экспедиций. Самые обширные исследования вели Советский Союз и США. На территории СССР стационарные гляциологические наблюдения проводились на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Полярном Урале, Эльбрусе, на ледниках Федченко на Памире, Карабаткак на Тянь-Шане, Центральном Туюксу в Заилийском Алатау, Актру на Алтае, в горах Сунтар-Хаята, в Хибинах. В 1958—1959 гг. начато изучение ледников учеными КНР с участием советских исследователей в Наньшане и Восточном Тянь-Шане.

В 1956 г. Советским Союзом была организована Комплексная Антарктическая экспедиция (КАЭ), позднее переименованная в Советскую Антарктическую экспедицию (САЭ), начавшая научные исследования на год раньше официального открытия МГГ. Стационарные работы по обширной геофизической программе, включавшей и гляциологию, проводились на станциях Мирный, Пионерская, Комсомольская, Восток-1, Советская, а также во время многочисленных санно-тракторных походов и на выносных станциях Оазис Бангера, Западный Оазис, Мир и др. Была произведена аэрофотосъемка антарктического побережья на протяжении нескольких тысяч километров.

Исследованиями в период МГГ впервые одновременно были охвачены практически все основные ледниковые районы Земли, начались систематические наблюдения за режимом ледников, разработаны новые методы гляциологических исследований. Особенно большой вклад был сделан в изучение Антарктиды. «Материалы гляциологических исследований в период МГГ» изданы в 120 томах и хранятся в мировых центрах данных по гляциологии в Боулдере (США), Кембридже (Англия), в Москве. По результатам этих исследований опубликован ряд монографий, множество научных статей. В Советском Союзе по данным МГГ и работ нескольких последующих лет создан фундаментальный труд, удостоенный Государственной премии, — Атлас Антарктики в двух томах [1966, 1969]. В настоящее время в связи с тем, что накопилось огромное количество новых материалов, готовится второе издание этого Атласа.

Исследования в Антарктиде, начатые Первой Советской Антарктической экспедицией, не прерываются до настоящего времени. Ежегодно к берегам шестого континента отправляется очередная смена САЭ. Созданы новые научные

станции: Молодежная, Новолазаревская, Беллинсгаузен, Русская, Ленинградская и др. Проводятся большие работы по радиолокационному зондированию, изучаются вопросы режима, эволюции и температурного состояния ледникового покрова, закономерностей движения льда антарктических ледников. На станции Восток бурится сверхглубокая скважина. Советский Союз принимает участие в ряде международных гляциологических проектов.

Кроме Советского Союза в Антарктиде ведут исследование США, Англия, Франция, Австралия, Норвегия, Япония, Новая Зеландия, ЮАР, Чили, КНР и др., имеющие на ледяном континенте свои станции.

Не снижается интенсивность гляциологических исследований и в других ледниковых районах как на территории СССР, так и за рубежом. Предметом исследований является вещественный и тепловой баланс ледников, роль ледников в глобальном круговороте воды, связь колебаний ледников с колебаниями климата, катастрофические подвижки пульсирующих ледников, наносящие существенный хозяйственный ущерб при освоении горных районов. Осуществляется Международная программа наблюдений за колебаниями ледников.

Из достижений советских гляциологов последнего времени следует выделить два огромных коллективных труда: Каталог ледников СССР (108 выпусков, 20 томов) и Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, первое подготовленное к изданию картографическое произведение, в котором дана оценка запасов снега и льда, характеристика режима снежно-ледовых образований, их изменчивость и возможности использования. Всего в Атласе 750 карт разных масштабов и разного содержания. Важная информация о ледниках содержится также в Атласе Арктики [1985] и Гляциологическом словаре [1984].

Из международных проектов самым важным в настоящее время является составление Каталога ледников по единой формализованной программе на все ледниковые районы мира. На некоторые районы такие каталоги уже составлены (Скандинавия, Альпы, территория СССР, Наньшань (Циляньшань), Тянь-Шань и Монгольский Алтай на территории КНР, отдельные горные районы Северной и Южной Америки и др.).

В работе над книгой авторы использовали наряду с названными выше огромное количество литературных и картографических источников как на русском, так и на иностранных языках. Ссылки на них даются в тексте, а в конце каждого раздела с красной строки приводится несколько наиболее информативных работ, содержащих сведения по всему разделу.

При написании справочника были использованы основополагающие труды советских и зарубежных исследователей — С. В. Калесника, В. М. Котлякова, М. В. Тронова, У. С. Б. Патерсона, Л. Д. Долгушина, Г. Б. Осиповой, А. Н. Кренке, И. А. Зотикова, П. А. Шумского, О. П. Чижова, М. Г. Гросвальда, коллективные монографии регионального плана — «Оледенение Шпицбергена (Свальдбарда)», «Оледенение Новой Земли», «Оледенение Земли Франца-Иосифа», «Ледник Федченко», «Ледник Джанкуат», «Ледник Туюксу» и др.

Большой объем информации получен из более чем 60 выпусков «Материалов гляциологических исследований», содержащих многие сотни статей различных авторов по тем или иным вопросам гляциологии. Обширные сведения по гляциологии Антарктиды публикуются в регулярно выходящих выпусках «Информационного бюллетеня Советской Антарктической экспедиции». Использованы многочисленные работы по гляциологии, опубликованные в зарубежных гляциологических и географических журналах Jornal of Glaciology, Canadian Journal of Earth Sciences, Jökull и др. Ориентироваться в огромном потоке гляциологической информации помогли выпуски Реферативного журнала. Много ценных сведений по оледенению зарубежных территорий было получено из весьма объемной 3-томной сводки «Горные ледники северного полушария» (Mountain Glaciers of the Northen Hemisphere) под редакцией В. О. Филда [1975].

Не все использованные источники имеют одинаковую информативность и

научную значимость, что сказалось и на нашем обзоре — одни ледниковые районы и отдельные ледники освещены более полно, другие схематично, но ни один район или очаг современного оледенения не пропущен.

По традиции, принятой для данной серии, в I (вводной) части дается краткий ответ на вопросы о том, что такое ледник, каковы условия его существования и эволюции, какова роль ледников в природных процессах и жизни людей. Приводится морфологическая классификация ледников и характеристика зон льдообразования, раскрываются основные понятия и термины.

Части II—IX посвящены систематическому изложению сведений о современных ледниках по крупным физико-географическим районам. В связи с состоянием исходной информации мы учитывали также государственную принадлежность тех или иных очагов оледенения.

Особо и более детально рассматривается оледенение на территории Советского Союза, где за основу принята сетка гляциологического районирования, предложенная А. Н. Кренке [1982], учитывающая широтное положение очагов оледенения и главные источники питания их атмосферными осадками.

Оледенение зарубежных территорий рассматривается по материкам и крупным орографическим системам.

В соответствии со справочным характером издания в книге большое место отводится картам, схемам и таблицам. Последние вынесены в Приложения. Таблицы содержат статистические сведения как об оледенении крупных регионов или водных бассейнов, так и об отдельных ледниках.

Все названия в тексте приведены в соответствие с теми, которые приняты ГУГК. В скобках указаны названия, принятые в прошлые годы и фигурирующие в публикациях.

Литературные источники, из которых почерпнута основная информация по тому или иному разделу, указаны в конце соответствующих разделов.

Цветные и черно-белые фотографии позволяют составить наглядное представление о многообразии природного феномена, именуемого ледником.

Авторы благодарны рецензентам книги доктору географических наук О. П. Чижову и кандидату географических наук О. Н. Виноградову за ценные замечания, оказавшиеся полезными при работе над книгой. Мы благодарны также всем, кто принял участие в редактировании, картографическом и художественном оформлении книги.

Часть I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ, ДИНАМИКЕ И РЕЖИМЕ ЛЕДНИКОВ

В природе много различных видов льда. Предмет данной работы — ледники. Что же следует понимать под этим термином? Ледник — это масса природного наземного льда преимущественно атмосферного происхождения, обладающая самостоятельным движением в результате деформаций, вызываемых действием силы тяжести.

Ледники являются продуктом взаимодействия рельефа и климата. Они образуются преимущественно из снега, выпадающего из атмосферы, но могут частично состоять и из водного льда (например, шельфовые ледники Антарктиды). Водный лед может присутствовать и в горных ледниках в результате замерзания талых и дождевых вод на их поверхности, в трещинах и пустотах внутри ледника, но главный источник их питания — твердые атмосферные осадки.

Каждый ледник состоит из областей питания и расхода, разделенных границей питания. В первой из этих областей приход массы больше расхода, во второй расход больше прихода. Перемещение льда из области питания в область расхода происходит путем движения льда под воздействием силы тяжести.

Скорости движения льда в разных ледниках, в разных их частях и в разное время года могут колебаться от нескольких метров до сотен метров в год при вязко-пластическом течении льда и до сотен метров в сутки при глыбовом скольжении. В конкретных ледниках обычно сочетаются оба типа движения в самых разных пропорциях и самые разные скорости движения льда.

Главной статьей расхода в горных ледниках является таяние под влиянием солнечной радиации и тепла воздуха, а в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии — откол айсбергов.

Форма и размеры ледников могут быть самые разные. Различают две главные группы ледников: горные, форма и движение которых определяются главным образом рельефом занимаемых ими вместилищ и уклоном ложа, и ледниковые покровы и купола, в которых лед настолько толстый, что перекрывает все неровности подледного рельефа, и течение льда определяется главным образом уклоном поверхности самого ледника (Антарктида, Гренландия и другие менее крупные ледниковые покровы и купола). Разумеется, существуют и переходные типы от одной из этих групп к другой.

Размеры ледников колеблются в огромных пределах: от десятых и менее долей квадратного километра (каровые ледники Полярного Урала, Кузнецкого Алатау и др.) до многих миллионов квадратных километров (ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии) при толщине от первых десятков метров до нескольких километров.

По температурному состоянию различают две главные группы: теплые (изотермические или умеренные) ледники, в которых глубже уровня сезонных колебаний температура льда постоянно держится близкой к точке таяния льда под давлением, и холодные (полярные) ледники, в которых глубже уровня сезонных колебаний температура во всей толще всегда ниже точки плавления льда под давлением. Так как ледники получают тепло не только от солнечной радиации, но и от теплового излучения земной коры, то, как правило, в холодных ледниках температура льда с глубиной повышается (так, в Антарктиде, в центральных районах ледникового покрова, температура от −55°C на глубине 10 м повышается до точки плавления льда под давлением у ложа). Существуют и переходные типы ледников — от теплых к холодным (субполярные). Некоторые крупные долинные ледники в высокогорных районах могут в верховьях принадлежать к холодным ледникам, а в нижнем течении — к теплым (например, ледник Батура в Каракоруме).

Ледники, порождаемые климатом в сочетании с местными орографическими условиями, раз возникнув, сами создают благоприятные условия для дальнейшего своего существования и развития. Достигнув больших размеров, они оказывают существенное обратное воздействие на климат. Так, ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии являются гигантскими холодильниками нашей планеты, оказывая влияние на климат и циркуляцию атмо-

сферы в глобальном масштабе.

Ледники очень чувствительны к изменениям климата: при увеличении питания твердыми атмосферными осадками или уменьшении их таяния из-за понижения температуры воздуха в теплое время года ледники наступают, увеличиваются их толщина, горизонтальные размеры, скорость движения льда, продвигаются концы ледниковых языков. При ухудшении условий питания или усилении таяния ледники отступают — становятся тоньше, скорость движения льда уменьшается, увеличивается замореннность ледниковых языков и их концы омертвевают, а граница активного льда отодвигается вверх по течению ледников. Но эффект изменения условий питания и расхода сказывается на поведении ледников не сразу, а с тем большим запаздыванием, чем крупнее ледник и продолжительнее время оборота массы льда в нем. Продолжительность полного оборота массы в ледниках колеблется от 20—70 лет на мелких каровых и висячих ледниках до 200 тыс. лет в Антарктическом ледниковом покрове.

Проблема синхронизации колебаний ледников и климата имеет большое научное и практическое значение. Наблюдения за колебаниями многих ледников проводятся уже не одно столетие, но они трудносопоставимы из-за больших местных различий условий оледенения и отражают лишь самую общую тенденцию колебаний глобального климата. Решение проблемы приближают уже начатые во многих ледниковых районах балансовые исследования, а также анализ кернов из глубоких скважин, пробуренных в Антарктиде и Гренландии. Большую роль в изучении колебаний ледников играют съемки из космоса.

Кроме колебаний ледников, вызванных изменениями климата (вынужденные колебания), возможны также релаксационные колебания ледников, обусловленные нестационарностью кинематических связей в самом леднике. Если по каким-либо причинам в леднике имеет место превышение питания над расходом и лед длительное время накапливается в верховьях ледника, рост напряжений в ледниковой толще может вызвать резкое увеличение скорости движения льда и его перемещение в нижнюю по течению часть ледника без изменения общей массы льда в ледниковой системе. При этом в верховьях поверхность ледника понижается, а нижняя часть ледника, наоборот, вспучивается и язык продвигается вниз по долине, иногда на несколько километров. В это время поверхность ледника бывает настолько разбита трещинами, что становится совершенно непроходимой.

Ледники, которым свойственны резко выраженные релаксационные колебания, получили название пульсирующих. Подвижки пульсирующих ледников происходят периодически с продолжительностью полного цикла пульсации от 10—15 до 100 и более лет. Полный цикл пульсации складывается из сравнительно короткой стадии подвижки (от нескольких месяцев до нескольких лет) и более длительной стадии восстановления, во время которой продвинувшаяся при подвижке часть ледникового языка, лишенная подтока льда сверху, интенсивно тает и разрушается, а в верховьях за счет атмосферных осадков и подтока льда из вышележащей области питания постепенно увеличиваются толщина льда и скорость его движения и восстанавливается состояние ледника, предшествующее очередной подвижке.

Пульсирующие ледники известны во многих районах мира. Их быстрые подвижки часто приводят к образованию подпрудных озер, прорывы которых вызывают катастрофические паводки и сели. В связи с этим очень важно научиться предсказывать такие подвижки.

Наиболее изученным и единственным пока пульсирующим ледником, наблюдения на котором велись в течение всего периода пульсации, является ледник Медвежий на Памире. Выявленные закономерности его динамики послужили основой для прогноза очередной подвижки ледника, который полностью оправдался [*Долгушин, Осипова.* 1972].

В процессе движения ледники производят большую экзарационную, транспортную и аккумулятивную работу. В результате экзарационной деятельности ледников в сочетании с процессами выветривания горных пород создаются та-



Конец наступающего пульсирующего ледника Медвежьего. Фото Г. Б. Осиповой

кие формы горно-ледникового рельефа, как кары, карлинги, ледниковые цирки, троги, «бараньи лбы». Действию ледников обязаны своим образованием обширные сглаженные поверхности с ледниковой штриховкой, узкие и глубокие морские заливы — фьорды. Обломки горных пород, падающие на ледник со склонов, образуют краевые, срединные и другие формы поверхностной морены, которые в концевых частях ледниковых языков нередко сливаются в сплошной плащ. Продукты экзарации ложа (придонная морена) и поверхностную морену ледник переносит к своему концу, где они сливаются и отлагаются в виде конечных морен. Часть продуктов разрушительной деятельности ледников выносится талыми ледниковыми водами за их пределы, образуя ниже концов ледниковых языков плоские галечно-песчаные зандры. Самые мелкие взвешенные частицы уносятся реками на большие расстояния. Моренный материал материковых покровов, шельфовых и выводных ледников, оканчивающихся в море, уносится с айсбергами и по мере их таяния оседает на дне морей и океанов.

Ледники — это своеобразные водохранилища, запасающие воду зимой и расходующие ее летом. Они играют существенную роль в формировании стока рек, особенно в тех ледниковых районах средних и субтропических широт, где высокогорные, покрытые ледниками хребты соседствуют с засушливыми равнинами (например, Центральная и Средняя Азия). Айсберги, откалывающиеся от шельфовых и выводных ледников Антарктиды, Гренландии, Арктических и Антарктических островов, оказывают сильное воздействие на гидрологические процессы обширных океанических акваторий. Только Антарктида поставляет в океан в виде айсбергов ежегодно около 2000 км^3 воды, Гренландия — 240—300 км^3. Айсберги затрудняют судоходство в полярных водах.

Ледники, особенно ледниковые покровы, достигающие огромных размеров, только своим присутствием вызывают большие изменения высоты земной поверхности и меняют ее рельеф. Так, средняя высота Антарктиды почти втрое больше средней высоты всех других материков за счет огромной толщины антарктического ледникового покрова, под которым погребен сложный рельеф с горными хребтами, долинами, плато и равнинами. Колебания размеров и мощности ледников вызывают изостатические колебания земной коры.

Ниже приведены основные условия существования ледников, особенности их строения и движения.

Начнем с понятия снеговой границы, важнейшего показателя условий оледенения.

С н е г о в а я г р а н и ц а, или с н е г о в а я л и н и я, — это уровень, выше которого годовой приход твердых атмосферных осадков больше,



Останцы древних морен.
Фото В. Седельникова



Река, вытекающая из грота ледника. Памир.
Фото Л. Д. Долгушина

чем расход (таяние, испарение). На уровне снеговой границы (границы питания) приходо-расходный баланс твердых атмосферных осадков равен нулю. Различают несколько разновидностей снеговой границы [*Калесник*. 1963; *Тронов*. 1966; Гляциологический словарь. 1984]. К л и м а т и ч е с к а я, или т е о р е т и ч е с к а я, снеговая граница — это граница, на которой нулевой баланс твердых атмосферных осадков определяется средним состоянием метеорологических условий за много лет на горизонтальной незатененной поверхности. В реальных условиях наблюдать ее на местности практически невозможно, так как и поверхность в горах обычно не горизонтальна, и метеорологические условия от года к году сильно меняются, следовательно, реальная снеговая граница не будет соответствовать теоретической. Поэтому введено понятие м е с т н а я, или и с т и н н а я, снеговая граница, занимающая наивысшее положение в конце сезона таяния на реальной поверхности. Ее положение можно осреднять за ряд лет и определять на целых горных хребтах и системах и на склонах различной экспозиции. На ледниках истинная снеговая граница — это наивысшее за год положение границы между снегом и льдом. В большинстве случаев истинная снеговая граница на леднике совпадает с границей питания или бывает выше ее в тех случаях, когда между ними располагается зона наложенного льда. Ниже, когда мы говорим о снеговой границе без дальнейшего уточнения, имеется в виду истинная, или местная, снеговая граница. На ледниках ее часто отождествляют с ф и р н о в о й л и н и е й — границей между фирновым



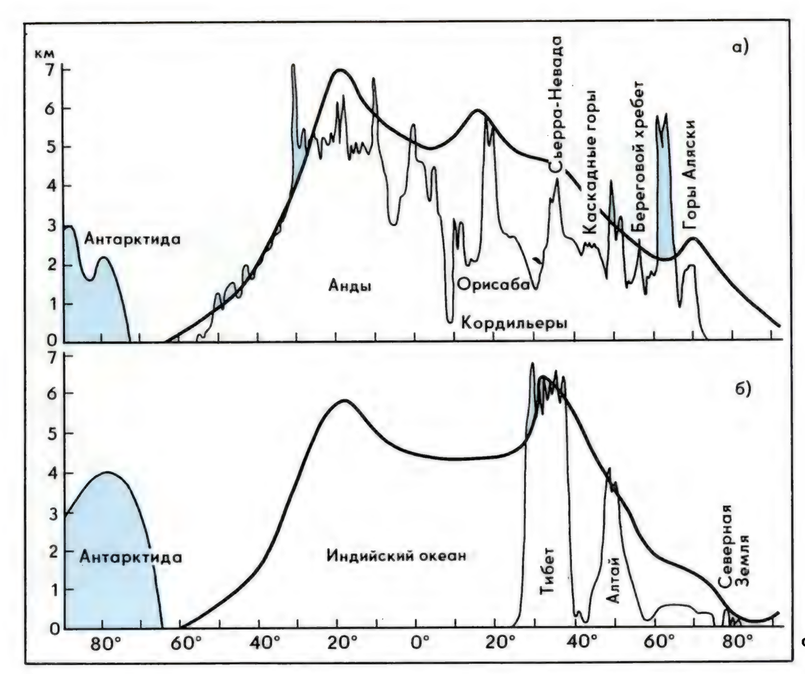
Фирновая линия видна у подножия крутого склона на леднике Туюксу. Заилийский Алатау.
Фото Л. Д. Долгушина

бассейном и областью абляции ледника. Фирновая линия, как и истинная снеговая граница, либо совпадает с границей питания, либо отделена от нее полосой наложенного льда. В тех случаях, когда различия в положении снеговой границы, границы питания и фирновой линии невелики, эти термины употребляются как синонимы.

К понятию климатической снеговой границы мы прибегаем в тех случаях, когда рассматриваются возможности возникновения и существования оледенения в различных широтных климатических поясах Земли для сопоставления оледенения районов с морским и континентальным климатом, и в тех случаях, когда высотное положение ледников не соответствует общеклиматическим условиям. Так, например, каровые ледники Урала, Кузнецкого Алатау и еще ряда районов лежат на 1000 м и более ниже климатической снеговой границы и существуют лишь благодаря большой концентрации метелевого и лавинного снега в отрицательных формах рельефа. Но в то же время на них есть своя местная снеговая граница (фирновая линия — граница питания), отделяющая область аккумуляции от области абляции.

Высота снеговой границы зависит от многих факторов: от циркуляции атмосферы, обусловливающей количество осадков в данном районе; от радиационных условий и температуры воздуха, определяющих долю твердых осадков и интенсивность таяния снега и льда; от абсолютной и относительной высоты горных сооружений, расчлененности рельефа и ориентировки горных хребтов относительно направления влагонесущих воздушных потоков.

Морской климат с обильными осадками зимой и прохладным летом благоприятствует оледенению, а сухой континентальный климат, наоборот, для оледенения неблагоприятен. Благоприятны для оледенения высокоширотные территории, где, несмотря на малое количество осадков, круглый год держатся низкие температуры воздуха и таяние снега и льда или мало́, или совсем отсутствует. Соответствующие изменения испытывает и высота снеговой границы. Самое низкое положение снеговая граница занимает в Антарктиде, где она почти на



Высота снеговой линии:
а) вдоль Анд Южной и Кордильер Северной Америки
б) вдоль 90—110° в.д.
[Гляциологический словарь. 1984]

Фирновая область ледника Федченко. Фото Л. Д. Долгушина

всей периферии ледникового покрова лежит на уровне моря. В Арктике уровень снеговой границы измеряется первыми сотнями метров. В средних широтах в условиях морского климата (например, на тихоокеанском побережье Северной Америки) она колеблется в пределах 500—1000 м над ур. м.; в субтропических и тропических широтах, в сухих континентальных районах Тибета и Анд Южной Америки уровень снеговой границы достигает огромных высот — 6000—6500 м над ур. м.

Изменение высоты снеговой границы с юга на север хорошо видно на меридиональных профилях вдоль Южноамериканских Анд и Североамериканских Кордильер (а) и вдоль 90—110° в. д. (б).

Колебания уровня снеговой границы во времени свидетельствуют об улучшении или ухудшении условий питания ледников. В первом случае уровень снеговой границы понижается, во втором — повышается. Следовательно, по изменению уровня снеговой границы можно судить об изменении климатических условий в районах оледенения.

Главные части ледника, аккумуляция, абляция, баланс массы

Граница питания делит ледник на две главные части: о б л а с т ь п и т а н и я (фирновую область, фирновый бассейн) и о б л а с т ь р а с х о д а (область абляции, ледниковый язык). В первой из них накопление твердых атмосферных осадков (аккумуляция) больше их расхода на таяние, испарение, вынос снега ветром. Во второй — расход льда (абляция) больше прихода.

А к к у м у л я ц и я на ледниках слагается из твердых осадков, выпадающих из атмосферы в виде снега, крупы, града, ледяного дождя; нарастающих осадков, образующихся на поверхности снега и льда в виде изморози и гололеда; метелевого навевания снега и схода лавин с вышележащих склонов. Главным источником аккумуляции снега на ледниках являются твердые атмосферные осадки, связанные в основном с циклонической деятельностью. Поэтому при прочих равных условиях оледенение достигает наибольшего развития вдоль путей движения циклонов — барических депрессий. Нарастающие осадки за счет сублимации влаги из воздуха играют меньшую роль. Их доля в питании ледников не превышает 10%. Метелевый перенос и лавины играют огромную роль в аккумуляции снега на горных ледниках, занимающих отрицательные формы рельефа. Коэффициент концентрации (отношение аккумуляции к твердым атмосферным осадкам), характеризующий долю питания ледников навеянным снегом и лавинами, для каровых ледников составляет 1,5—2,0, для небольших долинных ледников — 1,4, для крупных долинных ледников — 1,25. Для ледников плоских



вершин и ледяных куполов он меньше единицы. Например, на куполах Земли Франца-Иосифа он равен 0,7, так как с плосковыпуклой поверхности ледников этих типов выпадающий из атмосферы снег частично сдувается ветром [*Кренке*. 1982].

А б л я ц и я — уменьшение массы ледника путем таяния, испарения, обвалов льда, сдувания снега ветром, откола айсбергов. Главная роль в абляции горных ледников принадлежит таянию снега и льда под влиянием солнечной радиации и тепла атмосферного воздуха. Роль испарения невелика. Этот вид абляции называют поверхностной абляцией. Различают еще внутреннюю и подледниковую абляцию, обусловленные геотермическим теплом, теплом воды, проникающей в толщу ледника и под ледник по трещинам и ледниковым колодцам, а также теплом, выделяющимся в результате движения ледника и трения его о ложе. Роль внутренней и подледниковой абляции обычно много меньше, чем поверхностной. Практически вся абляция происходит на поверхности ледника, а в случае откола айсбергов — у его конца.

Убыль вещества в леднике путем откола айсбергов, обвалов льда и сдувания снега с ледника ветром называют механической абляцией. Откол айсбергов является главной статьей расхода ледникового покрова Антарктиды и играет огромную роль в абляции Гренландского ледникового покрова.

Соотношение прихода и расхода массы снега и льда на леднике за определенное время (за один год или несколько лет) называется б а л а н с о м м а с с ы ледника. Нарастание массы снега и льда от предыдущей летней поверхности до максимума в конце зимы — з и м н и й б а л а н с м а с с ы, а уменьшение массы от максимума до конца периода таяния — л е т н и й б а л а н с м а с с ы. Годовой баланс массы — это алгебраическая сумма годовой аккумуляции и годовой абляции. Его называют удельным балансом, если он вычислен для той или иной точки на леднике (единица измерения г/см^2), и полным балансом массы, если он относится к леднику в целом или к одной из его частей (единица измерений — млн т или км^3 воды). Можно вычислить отдельно годовой баланс области абляции и области аккумуляции. Баланс массы ледника на конец балансового года называют чистым балансом.

В зависимости от знака баланса массы ледники могут наступать или отступать, но приспособление ледника к изменению баланса массы происходит многие годы, и чем больше ледник, тем медленнее. Поэтому ледник может наступать в результате прошлых изменений баланса при нулевом или отрицательном балансе в год измерений. Баланс массы данного года или ряда лет может быть положительным, а ледник будет продолжать отступать или наоборот. Только длительные изменения баланса массы ледника в



Язык ледника Бырс на Памире. Фото Н. Дильмурадова

ту или иную сторону могут вызвать или наступание ледников, или их отступание. Особенно большие затруднения исследователи встречают при изучении баланса массы антарктического и гренландского ледниковых покровов, где абляция происходит главным образом путем откола айсбергов, массу которых трудно определить с необходимой точностью.

Зоны льдообразования

Процесс превращения снега в фирн и лед довольно сложный и в разных климатических условиях протекает по-разному. Строго говоря, снег, фирн, ледниковый лед — все это лед, только с разным содержанием воздуха. Выпавший снег (снежный покров) состоит из снежинок и их обломков самых различных форм и размеров, промежутки между которыми заполнены воздухом. При плотности снега 0,10 г/см^3 воздух занимает 88% общего объема, при плотности 0,45 г/см^3 — примерно половину. В умеренно холодную тихую погоду может образоваться очень рыхлый снежный покров, но при очень низких температурах и сильном ветре он уплотняется уже в процессе отложения за счет дробления снежинок и их более тесной ветровой упаковки. Дальнейшее уплотнение снежного покрова будет происходить за счет оседания и перекристаллизации, пока снег не превратится в фирн. Определенной границы между снегом и фирном нет. Буквально «фирн» — это «прошлогодний

снег», который подвергался таянию и уплотнению и пережил лето, не превратившись в лед. Но фирн образуется не только там, где есть таяние, и его возраст может быть много больше года (в Антарктиде — до 2500 лет). Поэтому фирном называют старый (более 1 года) снег независимо от того, подвергался он таянию или нет. Условной границей перехода снега в фирн считается изменение плотности. Плотность снега колеблется от 0,05 до 0,45 г/см^3, плотность фирна — от 0,40 до 0,83 г/см^3.

Граница перехода фирна в лед более определенная. При плотности 0,83 г/см^3 сквозные воздушные промежутки между зернами фирна закрываются, и фирн превращается в лед. Во льду воздух остается только в виде замкнутых пузырьков. Дальнейшее уплотнение льда до теоретического предела (0,9168 г/см^3) идет только за счет сжатия воздуха в этих пузырьках, так как сам лед практически несжимаем. На глубине нескольких километров давление в замкнутых воздушных пузырьках достигает сотен атмосфер. В Антарктиде известны случаи, когда с оглушительным грохотом взрывались айсберги, внутри которых давление воздуха было во много раз больше атмосферного, так как они были сложены льдом, пришедшим к побережью из глубин ледникового покрова.

В различных ледниковых районах и на разных гипсометрических уровнях в пределах того или иного ледникового района или отдельного ледника механизм и скорость превращения снега и фирна в лед закономерно меняются, отражая климатическую зональность и вертикальную поясность.

Советским гляциологом П. А. Шумским разработана система зон льдообразования, которая позднее была уточнена [*Шумский*. 1955; Гляциологический словарь. 1984]. Всего выделено шесть зон льдообразования и зона абляции.

1. Снежная (рекристаллизационная) зона. В этой зоне даже в теплое время года таяние отсутствует. Льдообразование происходит целиком путем оседания и рекристаллизации при низких отрицательных температурах (средняя годовая температура −25° и ниже, средняя температура лета не выше −9°). Процесс льдообразования идет очень медленно. Чтобы фирн превратился в лед, толщина снега и фирна должна быть от 100 до 150 м. К этой зоне относятся внутренние районы Антарктиды выше 900—1350 м над ур. м., Гренландский ледниковый покров выше 2000 — 3000 м над ур. м., самые высокие вершины гор Аляски, Территории Юкон, Гималаев, Каракорума, Памира и Тянь-Шаня.

2. Снежно-фирновая (рекристаллизационно-режеляционная) зона. В этой зоне происходит незначительное таяние (менее 0,1 части отложенного за год снега). Талая вода целиком замерзает внутри годового слоя. Льдообразование идет в основном путем оседания и рекристаллизации. Температура снега повышается за счет тепла, выделяемого при замерзании воды в его толще. Толщина снега и фирна достигает 20 — 100 м. К этой зоне относится периферия Антарктического ледникового покрова между 500 и 1100 м над ур. м., части Гренландского ледникового покрова: на севере — между 1000 и 2000 м, на юге — между 2000 и 3000 м над ур. м. Распространена она на ряде ледниковых куполов в Арктике и на высоких горных вершинах ниже снежной зоны. На Памире ее нижняя граница 5800 м над ур. м.

3. Холодная фирновая (холодная инфильтрационно-рекристаллизационная) зона. Таяние захватывает от 0,1 до 0,5 части годовой аккумуляции. Талой воды достаточно для промачивания всего годичного слоя снега и просачивания в более глубокие слои, где она замерзает, значительно повышая температуру снежно-фирновой толщи. Льдообразование на $^2/_3$ идет за счет инфильтрации и на $^1/_3$ за счет оседания и рекристаллизации. Толщина фирна с крупными ледяными прослойками составляет 10 — 20 м. Холодная фирновая зона широко распространена в горно-ледниковых районах с континентальным климатом, на ледяных куполах островов Арктики и в виде узкой полосы по периферии Антарктического и Гренландского ледниковых покровов.

4. Теплая фирновая (теп-

лая инфильтрационно-рекристаллизационная) зона. Стаивает 0,4 — 0,7 части годовой аккумуляции. Происходит интенсивный сток талой воды. Льдообразование идет в равной степени за счет инфильтрационного замерзания и оседания с рекристаллизацией. Температура льда нулевая. Толщина фирна с ледяными прослойками 20 — 40 м. Распространена в ледниковых районах с морским климатом.

5. Фирново-ледяная (инфильтрационная) зона. Характеризует ледники на пределе их существования. Стаивает больше половины годового накопления. Льдообразование инфильтрационное. Идет интенсивный сток. Фирн сохраняется за счет накоплений предыдущих лет в вышележащих зонах, которые фирново-ледяная зона окаймляет снизу, или за счет прошлых более холодных и снежных лет. Распространена во многих ледниковых районах. Характерна для теплых ледников умеренных широт.

6. Зона ледяного питания (инфильтрационно-конжеляционная). Называют ее также зоной наложенного льда. В этой зоне все поры годового остатка фирна заполнены льдом. Таяние — больше половины годовой аккумуляции. Располагается между фирновой линией и границей питания. Зона ледяного питания распространена в районах с континентальным климатом и наиболее развита при малых величинах аккумуляции, малых уклонах поверхности и малых скоростях движения льда.

На небольших ледниках может быть одна или две зоны льдообразования, на больших ледниках — несколько. Полный набор зон льдообразования есть только на крупнейших ледниковых покровах.

7. Зона абляции (область абляции, ледниковый язык) — часть ледника ниже границы питания, где расход массы всегда больше ее поступления с атмосферными осадками.

Поскольку функции областей питания и расхода различны, для выявления особенностей динамики и режима ледников необходимо знать соотношение их площадей. Это соотношение выражается ледниковым коэффициентом (отношением площади области аккумуляции к площади области абляции). Величина ледникового коэффициента сильно варьирует. На горно-долинных ледниках средних широт он обычно колеблется от 1 до 2, но бывает и много меньше и много больше. По отношению к материковому покрову Антарктиды понятие ледникового коэффициента вообще неприменимо, так как почти вся его площадь представляет область аккумуляции, а область расхода ограничена узкой полосой побережья, и абляция осуществляется почти исключительно путем откола айсбергов, которые течениями и ветром разносятся на огромные расстояния по акватории Южного океана, где и происходит их таяние.

Строение льда и фирна

Ледники сложены в основном льдом осадочно-метаморфического происхождения, образовавшимся из твердых атмосферных осадков в результате последующего уплотнения и перекристаллизации. Характерная особенность ледникового льда — зернистость и полосчатость. Зернистость обусловлена процессами рекристаллизации и режеляции; каждое зерно ледникового льда представляет собой кристалл неправильной формы, тесно примыкающий к другим кристаллам в ледяной толще таким образом, что выступы одного кристалла плотно входят в углубления другого. Такой лед получил название поликристаллического. Каждый кристалл льда представляет собой стопку тончайших листочков, налегающих друг на друга в базисной плоскости, перпендикулярной к направлению оптической оси кристалла. Поэтому в направлении базисной плоскости кристаллы льда деформируются гораздо легче (листочки льда скользят один относительно другого), чем в любом другом направлении. В связи с этим в процессе движения ледника кристаллы льда постепенно приобретают более или менее упорядоченную структуру с расположением базисных плоскостей в направлении движения. В том же направлении наблюдается сплющивание воздушных пузырьков.

Упорядочение ориентировки кристаллов редко бывает полным, тем не менее оно приводит к улучшению условий движения льда. Упорядочение структуры льда в процессе движения чаще всего происходит там, где градиенты напряжений в ледниковой толще наибольшие — на контакте лед—ложе и на плоскостях внутриледниковых разрывов и сколов. Размеры кристаллов поликристаллического льда, слагающего ледники, не остаются неизменными — со временем они укрупняются, а их число уменьшается за счет процессов перекристаллизации и режеляции. Размеры кристаллов увеличиваются с глубиной, с удалением от источников питания и с уменьшением напряжений в ледниковой толще. Поэтому размеры кристаллов мертвого льда крупнее, чем активного; на конце большого ледника они крупнее, чем на небольших ледниках; у ложа и краев ледника крупнее, чем у поверхности в осевой части ледника. Главную роль в увеличении размеров кристаллов в ледниках играет время, что позволяет по размерам кристаллов приближенно судить о возрасте льда (разумеется, при прочих равных условиях). В ледниках разных размеров и типов размеры кристаллов колеблются от долей миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике. В придонных слоях омертвевшего конца ледника Медвежьего на Памире кристаллы льда достигали 10—12 см в поперечнике, на Земле Франца-Иосифа находили кристаллы диаметром до 12 — 16 см и весом 500 — 700 г. Такого же размера кристаллы находили в Альпах, в Скалистых горах Северной Америки, в Центральной Азии, в Гренландии. Но средний диаметр кристаллов в большинстве ледников составляет меньше 5 см.

Строение фирновых областей

Вследствие прерывистости снегонакопления и колебаний метеорологических условий в период формирования снежного покрова для областей питания ледников характерна слоистость снежно-фирновой толщи. За время между двумя снегопадами, следующими один за другим, поверхность снежного покрова, образовавшаяся в результате первого снегопада, успевает метаморфизоваться под влиянием солнечной радиации, ветра, смены температуры воздуха или покрыться пылью к началу второго. В результате между свежевыпавшим и старым снегом образуется более или менее четкая граница раздела, особенно между зимними и летними слоями. Зимние слои обычно сложены мелкозернистым снегом, особенно в районах с сильными зимними ветрами, редко имеют прослойки льда, менее загрязнены посторонними примесями, чем летние. В большинстве горно-ледниковых районов годовые слои в снежно-фирновой толще достаточно надежно выделяются по ряду признаков (структурных, степени загрязненности примесями), а также с помощью пыльцевого анализа и другими методами. По слоям можно восстановить историю условий снегонакопления за много лет и проводить балансовые расчеты.

В центральных частях больших ледниковых покровов, где нет таяния и источников загрязнения, выделение годичных слоев сложнее. Приходится прибегать к детальным структурным исследованиям разреза снежно-фирновой толщи. В частности, в качестве маркирующего горизонта используется слой глубинной изморози, образующийся в конце теплого периода, когда температурный градиент в поверхностных слоях снега наибольший. Так, в районе Южного полюса годовые слои удавалось различать по трехсантиметровому слою глубинной изморози. Но при переходе фирна в лед многие стратиграфические признаки стираются, и их приходится восстанавливать косвенными методами.

В настоящее время исследование внутреннего строения ледниковых покровов производится с помощью бурения глубоких скважин и комплексного анализа получаемых кернов льда изотопным и геохимическим методами. Анализ изотопного и газового составов снега и льда позволяет восстановить физико-географические условия в период формирования того или иного слоя фирново-ледяной толщи. С помощью изотопной геохронологии можно определить возраст льда, накопившегося за несколько тысяч лет, с точностью до года, а с меньшей точностью — отложившегося за несколько десятков тысяч лет. В верхних слоях фир-



Слоистое строение фирновой толщи. КНР. Наньшань. Фото Л. Д. Долгушина

ново-ледяной толщи присутствуют радиоактивные изотопы, образованные при ядерных испытаниях в атмосфере в 1953 — 1954, 1955, 1961 — 1963 и 1965 гг. Главные из них — ^{3}H, ^{90} Sr и ^{137}Cs. Слои с этими изотопами служат своего рода реперами при анализе стратиграфического разреза фирново-ледяной толщи [*Котляков, Гордиенко*. 1982].

Характерной особенностью строения ледяной толщи в областях абляций ледников является полосчатость (ленточность) — чередование параллельных полос льда белого и голубого цвета или мутного пористого с плотным и прозрачным льдом. В том и другом случаях различия в цвете и плотности связаны с различным содержанием пузырьков воздуха: в белых и рыхлых полосах их больше, в полосах голубого и плотного льда — меньше. Полосы различаются также по содержанию минеральных включений. Полосы являются выходами на поверхность слоев льда, которые пронизывают всю толщу ледника. В связи с разной плотностью и загрязненностью абляция белых и голубых полос происходит с разной интенсивностью, в результате поверхность ледника становится ребристой. Образующиеся таким образом на поверхности ледников борозды получили название «огивы». Огивы могут быть простыми и сложными, оконтуривать отдельные слои и целые их пачки. В последнее время огивами чаще всего называют не всякое проявление на поверхности ледников их полосчатого строения, а полосы и валы льда, пересекающие ледниковые языки горных ледников ниже ледопадов, связанные с сезонной периодичностью поступления льда из фирновых областей на ледниковые языки. Суммарная ширина пары полос (темной и светлой, выпуклой и вогнутой) соответствует расстоянию годового смещения льда. Таким образом, по числу огив и расстоянию между ними можно приближенно определять горизонтальную составляющую скорости движения льда ниже ледопадов.

По современным представлениям, слоистая текстура (сланцеватость) в ледниковом льду образуется в процессе его течения. «Зоны наиболее сильного развития сланцеватости приурочены к прибортовым и придонным частям ледников; чаще всего плоскости сланцеватости оказываются параллельными поверхности ледникового ложа. На ледниках выходы плоскостей сланцеватости образуют дуги, выпуклые стороны которых обращены в направлении движения льда. В нижних частях ледниковых языков параллельное изгибание этих плоскостей приводит к образованию своеобразных «вложенных ложкообразных структур»; для их крыльев характерно падение, переходящее близ бортов почти в вертикальное, тогда как осевые линии имеют пологий наклон, направленный к верховьям ледников. Ледники, образовавшиеся от слияния двух или нескольких составляющих, часто имеют по нескольку независимых систем вложенных дуг, каждая из которых соответствует своему притоку, причем сланцеватость близ границы между такими системами ориентирована продольно, т. е. параллельно бортам ледниковых долин» [*Патерсон*. 1984.

Огивы
на долинном леднике



С. 264]. Сланцеватость формируется при деформации неоднородностей, изначально находившихся во льду. Это — осадочная слоистость, следы трещин, ледяные жилы и линзы, прослойки морены и эоловой пыли. В процессе деформации льда сланцеватость разного генезиса приобретает одинаковую ориентировку.

Движение ледников

Движение льда в ледниках — основной процесс переноса массы из области накопления в область расхода. Благодаря перемещению льда из первой области во вторую поддерживается относительное равновесие между ними, что и обеспечивает само существование ледника как единой ледниковой системы. В горном леднике количество льда, проходящее через любое поперечное сечение, в области аккумуляции постепенно увеличивается от истоков к границе питания, где достигает максимума, а в области абляции постепенно уменьшается к концу ледника. Соответственно изменяется и скорость движения льда: от истоков к границе питания она увеличивается, а от границы питания к концу ледника уменьшается. При этом векторы скорости относительно поверхности ледника в области аккумуляции наклонены вниз, а в области абляции — вверх. Но такова лишь идеальная схема. В реальных ледниках наблюдается множество отклонений от нее из-за изменений толщины, ширины и уклонов поверхности ледников. В ледниковых покровах и куполах, граница питания которых проходит близ их концов, а расход массы осуществляется путем откола айсбергов, скорость движения льда увеличивается от нуля в центре ледникового покрова до максимума у его края.

Движение льда в ледниках осуществляется двумя основными способами: путем вязкопластического течения и путем глыбового скольжения по ложу и внутриледниковым разрывам и сколам. Соотношение вязкопластического течения и глыбового скольжения в движении реальных ледников может быть самым различным. Лед в примерзших к ложу холодных ледниках может двигаться только за счет вязкопластических деформаций, тогда как ледники с водной пленкой на ложе в определенных условиях могут двигаться только путем глыбового скольжения (пульсирующие ледники в период быстрых подвижек). В движении большинства ледников участвуют оба механизма.

При вязкопластическом течении льда скорость движения определяется глав-

ным образом толщиной льда, его температурой и наклоном поверхности ледника. Лед будет течь в направлении наклона поверхности и в том случае, если на ложе ледника будут встречаться неровности с обратным уклоном. Между толщиной льда, наклоном поверхности и скоростью движения льда ледника существует закономерная связь: лед обычно тонок там, где поверхность наклонена круто и лед движется быстрее, и толст там, где наклон незначителен и движение льда замедлено. Это наблюдается как в разных частях одного ледника, так и на разных ледниках. Мелкие неровности на поверхности ледника, если они меньше его толщины, на скорости течения ледника не отражаются.

На скорость течения льда в ледниках большое влияние оказывает их температурное состояние, так как при более высоких температурах лед легче деформируется. Теплые ледники движутся быстрее холодных. Выделяющееся при движении ледника тепло также ускоряет движение.

Скорость движения льда в любом леднике складывается из горизонтальной и вертикальной составляющих. Уже говорилось, что векторы скорости в области аккумуляции направлены вниз относительно поверхности, а в области абляции — вверх, но углы наклона небольшие, так как горизонтальная составляющая скорости во много раз больше вертикальной. Величина вертикальной составляющей связана с величиной аккумуляции и абляции, поэтому в районах с обильными осадками и интенсивным таянием она больше, чем в районах с холодным сухим климатом. Горизонтальная составляющая скорости движения льда в ледниках на порядок, а иногда и на несколько порядков больше вертикальной составляющей. Поэтому, когда речь идет о смещении льда в горизонтальном направлении, обычно говорят просто «скорость движения», а не «горизонтальная составляющая скорости движения». Скорость движения льда в ледниках разных размеров и типов колеблется в очень широких пределах. Скорость движения в малых ледниках редко превышает несколько метров в год, в горно-долинных ледниках она колеблется от первых десятков до сотен метров в год. В выводных и шельфовых ледниках Антарктиды скорость движения льда достигает 300 — 1200 м в год. Самые большие скорости измерены в концевых частях выводных ледников Гренландии — до 10 км в год. При подвижках пульсирующих ледников лед может двигаться со скоростью сотен метров в сутки, проходя за несколько месяцев 8—10 км.

Скорость движения льда в леднике изменяется по продольному и поперечному профилям, изменяется она и с глубиной. В идеальном леднике скорость движения от нуля в его истоках к границе питания увеличивается до максимума, а к концу ледника снова сходит на нет. В реальных ледниках картина много сложнее. Там, где уклон поверхности ледника увеличивается, увеличивается и скорость движения льда; там, где канал стока расширяется, скорость движения льда уменьшается, а там, где он сужается, скорость увеличивается. Линия максимальных скоростей движения льда обычно проходит посередине ледника, а на поворотах смещается к внешней стороне излучины. Поперек ледника от осевой линии к краям поверхностные скорости движения льда постепенно уменьшаются, что связано с трением ледника о ложе и борта долины. Эпюра скоростей может быть то более, то менее крутой, но ее общая форма при глыбовом скольжении близка к трапеции, а при вязкопластическом течении — к параболе. По вертикали от поверхности до ложа скорости движения льда изменяются в зависимости от соотношения типов движения: при движении вязкопластического типа, обусловленном деформациями ледяной толщи, скорость изменяется от максимума на поверхности до нуля на ложе. При глыбовом скольжении поверхностная и придонная скорости практически одинаковы.

Скорости движения льда в ледниках изменяются также во времени. Летом скорости движения льда выше, чем зимой, днем выше, чем ночью. Это связано главным образом с тем, что в теплое время года и суток в леднике и особенно у его ложа скапливается вода, играющая роль смазки. Эта разница может достигать 25% и более. Изменяются скорости



Пульсирующий ледник Медвежий на Памире во время подвижки. Поверхность ледника разбита на многочисленные блоки. Фото Г. Б. Осиповой

движения ледников и от года к году. Так, скорость движения льда на одном и том же поперечном профиле ледника Фернагтфернер в Эцтальских Альпах в 1889 г. была 17 м, в 1899 г. — 250 м, в 1901 г. — 50 м в год. Есть много и других примеров. В общем виде можно сказать, что при увеличении массы ледника и особенно его толщины скорости движения льда увеличиваются. Увеличивается скорость движения ледника или его части при переходе от вязкопластического течения к глыбовому скольжению (подвижки ледников). Скорости движения ледников могут резко возрастать при слиянии разобщенных ранее ледниковых потоков и резко падать, когда от главного ствола ледника отчленяются его притоки. Первое происходит, когда условия оледенения улучшаются, второе — когда оледенение деградирует.

Рассмотрение теорий движения льда в ледниках, в значительной мере спорных, в задачу этой книги не входит. Желающие могут ознакомиться с ними по монографиям П. А. Шумского «Динамическая гляциология» [1969] и У. С. Б. Патерсона «Физика ледников» [1984].

Формы ледовой тектоники

В процессе движения льда в ледниках возникают напряжения как растяжения, так и сжатия, связанные с изменениями уклона ложа, сужением или расширением русла ледяного потока, изменениями условий на ложе, ускорением движения льда. Растягивающие напряжения, если они превышают сопротивление льда на разрыв, приводят к образованию трещин. Результатом сжимающих напряжений является замыкание трещин и образование во льду складок, аналогичных складкам в слоистых горных породах. Как трещины, так и складки могут быть самых различных форм и размеров. Ледниковые трещины простираются всегда перпендикулярно к направлению основного растягивающего напряжения. Так, в осевых частях долинных ледников трещины образуются под прямым углом к направлению движения льда, а у их краев — под углом около 45°. На поворотах долины трещин больше на выпуклой стороне излучины ледникового потока, так как скорость движения льда там больше. На участках, где уклон ложа резко увеличивается, образуются ледопады. На ледопадах ледник разбит поперечными, диагональными и продольными трещинами, и вся его поверхность превращается в хаос ледяных глыб. Ледопады по высоте могут достигать многих сотен метров и часто непроходимы. Трещины обычно образуются на одних и тех же местах, но трещинообразованию подвергаются все новые массы льда, поступающего сверху. После того как лед минует зону трещин, они замыкаются. Исключение представляют пульсирующие ледники, на которых трещины во время активной стадии пульсации покрывают всю поверхность



Трещина растяжения на пульсирующем леднике Медвежьем во время подвижки. На заднем плане ледопад. Фото Л. Д. Долгушина

ледников и там, где их до этого не было, что связано с резким увеличением скорости движения льда.

Размеры трещин на ледниках средних широт достигают сотен метров в длину и 25 — 30 м в глубину при ширине от долей сантиметра до многих метров. На полярных ледниках трещины более глубокие — до 50 — 100 м. Соответственно увеличивается и ширина трещин. Приливно-отливные трещины в тыловых частях плавучих ледниковых языков и шельфовых ледников Антарктиды являются сквозными при толщине ледников в несколько сот метров. Особый вид трещин представляют подгорные трещины (бергшрунды), окаймляющие верховья фирновых бассейнов горных ледников. В пульсирующих ледниках вдоль бортов долины образуются огромные продольные разрывы, ограничивающие быстро движущиеся срединные части ледников. В тыловых частях зоны ускоренного движения льда формируются ступенчатые сбросы, а в фронтальных частях — серии надвигов. Разрывы образуются также в придонных частях и внутри ледниковой толщи.

Трещины представляют серьезное препятствие для продвижения по ледникам, а в фирновых областях и опасность, так как они часто бывают перекрыты снежными мостами и их трудно обнаружить.

На ледниках широко распространены также складчатые тектонические структуры. В горных ледниках наиболее благоприятные условия для их образования создаются в придонных и прибортовых частях ледниковых потоков.

Ярким примером складчатости в крупных сложных ледниках могут служить петли срединных морен, образовавшиеся в результате быстрых подвижек. Расстояние между такими петлями может достигать нескольких километров, и по нему можно приближенно определить период пульсации ледников, а по числу петель — число быстрых подвижек ледника или его притоков в прошлом.

Мезо- и микрорельеф поверхности ледников

В результате неравномерного накопления в фирновых областях, главным образом из-за колебаний ветрового режима при выпадении снега из атмосферы, а также его последующего переотложения, создаются различные формы аккумулятивно-дефляционного рельефа — снежные барханы, гряды, заструги и др. Они наиболее ярко выражены на крупных ледниковых покровах, где и рассматриваются более подробно. На горных ледниках эти формы распространены реже, зато к ним добавляются снежные карнизы, образующиеся при сильных метелях у гребней подветренных склонов, и конусы лавинного снега у подножий склонов. Источниками лавин служат участки с неустойчивым снежным покровом на склонах, а также обвалы снежных карнизов. Снежные лавины часто играют большую роль в питании ледников, иногда главную, например на ледниках туркестанского типа. Лавины па-



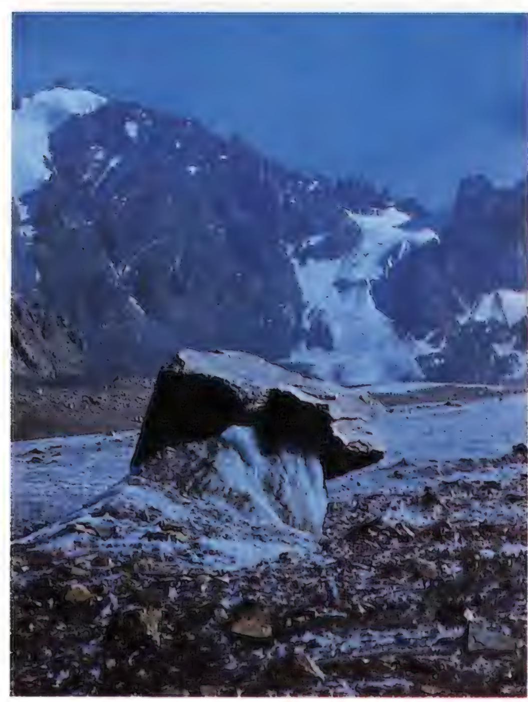
Петли срединных морен на пульсирующем леднике. Сузитна. Аляска

дают на ледники как в области аккумуляции, так и в области абляции. Иногда лавинные конусы сливаются в сплошные шлейфы.

Абляционные формы на ледниках очень разнообразны. Экзотическую картину представляют поля «кающихся» — остроконечных образований на поверхности снега и льда, наклоненных навстречу лучам полуденного солнца. По внешнему виду они напоминают коленопреклоненные фигуры в монашеских балахонах — откуда и название. «Кающиеся» широко распространены на высоких горах субтропических и тропических широт. Они обязаны своим происхождением избирательной абляции при очень сухой, солнечной и холодной погоде, при преобладании прямой солнечной радиации над рассеянной. Распространены на вулканах Южной Америки, где достигают в высоту нескольких метров, на Памире, в Каракоруме и Гималаях. Встречаются также в прибрежных частях Антарктиды.

Избирательному таянию в областях абляции ледников обязаны своим образованием многие формы мезо- и микрорельефа ледниковой поверхности. Всюду, где лед прикрыт достаточно толстым слоем морены, защищающим его от таяния, образуются положительные формы рельефа, возвышающиеся над обнаженной поверхностью льда, — холмы, гряды, «ледяные столы», «ледяные грибы», «муравьиные кучи». Наоборот, там, где загрязнение льда умеренное, оно увеличивает поглощение солнечных лучей благодаря более темному цвету, и на этих участках лед тает более интенсивно, чем чистый, и создаются отрицательные формы рельефа — «ледниковые ванны», «ледниковые стаканы», «ледниковые соты». Различная плотность льда



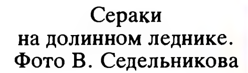


Ледник лавинного питания на Центральном Кавказе. Фото М. Г. Гросвальда

Ледниковый гриб на леднике Туюксу. Заилийский Алатау. Фото Л. Д. Долгушина

также приводит к избирательному таянию. В результате проникновения в лед солнечных лучей в ясные дни поверхность ледника до глубины 5 — 10 см превращается в рыхлую, пронизанную порами «кору таяния», которая в пасмурную погоду обычно исчезает. Однако более крупные неровности абляционного рельефа со временем растут до тех пор, пока не достигнут известного предела. Самыми крупными формами, бронированными от таяния мореной, являются гряды краевых и срединных морен, достигающие в высоту нескольких десятков метров и протягивающиеся часто на многие километры. Эти гряды только с поверхности сложены мореной, а их ядра состоят из льда. На концах ледниковых языков, где моренные гряды сливаются в сплошной моренный покров, рельеф поверхности представляет беспорядочное нагромождение моренных холмов с ледяными ядрами, разделенных термокарстовыми западинами, часто с озерами или ложбинами стока талых вод. «Ледяные столы» и «грибы» — образования недолговечные. Они возникают, когда крупный камень защищает лед от таяния, а окружающая его поверхность льда стаивает беспрепятственно. Со временем под камнем образуется ледяная ножка «гриба» или «стола» в зависимости от размеров и формы его шляпы. В процессе последующего таяния с солне-




Сераки на долинном леднике. Фото В. Седельникова

чной стороны ножка подтаивает сильнее, чем с теневой, и шляпа гриба сваливается. На новом месте образование гриба возобновляется. Таким образом, камни могут «путешествовать» по поверхности ледников, не согласуясь с общим направлением их движения.

На ледопадах, в краевых частях ледников, особенно в местах их крутых поворотов, поверхность ледников часто разбита многочисленными трещинами. В результате таяния блоки льда между трещинами приобретают самые причудливые очертания в виде пиков, пирамид, башен и других форм, часто трудно определимых, известных под собирательным названием «сераки». Сераки достигают в высоту нескольких десятков метров. Поля сераков часто трудно проходимы. На пульсирующих ледниках хаос сераков представляет сплошную зубчатую щетку с зияющими между ними глубокими трещинами, часть которых может быть заполнена водой. Передвижение по такому леднику практически невозможно.

Рельеф поверхности ледников в зонах абляции усложняется еще эрозионными формами, обязанными своим происхождением потокам талых вод. Это и узкие, глубиной несколько метров каньоны, промытые во льду, и тысячи мелких ручьев и ручейков, стекающих в них с ледяных бугров и гряд, и ледниковые колодцы и мельницы, через которые поверхностные талые воды устремляются в глубь ледников и под них, и озера на поверхности ледников.

В местах слияния притоков с главными стволами сложных долинных и дендритовых ледников могут образовываться крупные подпрудные озера. У отступающих концов ледников озера — обычное явление. Их плотинами, как правило, служат древние конечные морены. Размеры озер самые различные — от десятков метров в поперечнике до километров в ширину и десятков километров в длину. Подпрудные ледниковые озера могут периодически прорываться, что часто приводит к катастрофическим наводнениям в расположенных ниже по течению долинах.

При прорывах подпрудных озер внутри ледника могут образоваться тоннели, диаметр которых увеличивается за счет обвалов льда и таяния потолка и стенок. По таким тоннелям иногда можно проникнуть далеко в глубь ледника. Часто по подледным тоннелям происходит сток поверхностных талых вод, и бурные потоки вырываются из ледниковых гротов в концевых частях ледников.

Морфологические типы ледников

Размеры, формы и уклоны поверхности



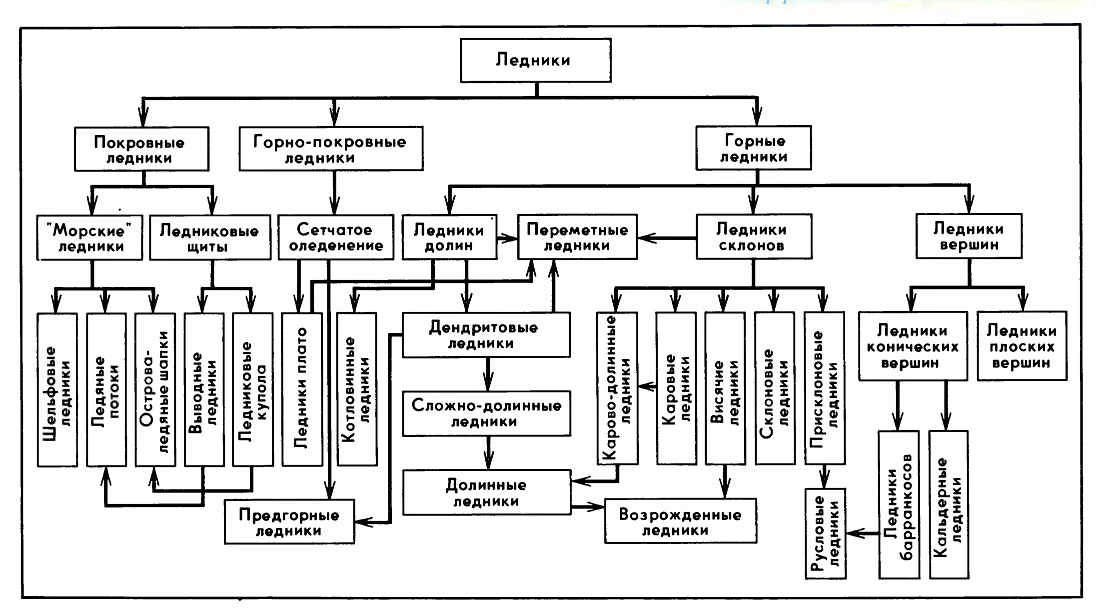
Прорыв ледниково-подпрудного озера Абдукагор на Памире. Рисунок А. Смирнова по фото Сакса

Морфологическая ▶ классификация ледников [по: Гляциологический словарь. 1984]



Ледниковый грот на леднике Медвежий. Фото Л. Д. Долгушина

горных ледников не менее разнообразны, чем занятые ими формы рельефа, очертания которых они часто повторяют в сглаженном виде. Типичной формой фирновых областей горно-долинных ледников являются широкие и сравнительно плоские фирновые бассейны в верховьях долин, окруженные крутыми склонами. Лед в них движется в направлении преобладающего уклона поверхности к границе питания, ниже которой располагается спускающийся в долину ледниковый язык, как правило, узкий и длинный. Верхний край фирнового бассейна часто состоит из нескольких лопастей, а переход к ледниковому языку может быть или плавным, или же обрываться крутым ледопадом. Несколько слившихся горно-долинных ледников могут образовывать сложные ледниковые системы, питающиеся из нескольких фирновых бассейнов. Совершенно иную форму имеют ледники конических вершин, например вулканических конусов, когда снег и фирн заполняют кратеры и кальдеры и чехлом покрывают вершину и верхние части склонов с отходящими в разные стороны крутыми ледниковыми языками. В районах интенсивного горно-покровного оледенения обширные



межгорные долины часто почти до краев заполнены фирном и льдом. Это либо плоские покровы на слабо расчлененных плато, либо сложные, слившиеся между собой фирновые бассейны с торчащими над ними нунатаками, от которых отходят или широкие ледниковые лопасти, или ледниковые языки, практически неотличимые от языков долинных ледников. Но сколь бы разнообразны ни были формы областей питания и расхода горных ледников, все они зависят от подстилающего рельефа.

Совершенно иная картина в покровных ледниках, форма поверхности которых от рельефа ложа практически не зависит, — она определяется реологическими свойствами самого льда, растекающегося в соответствии с уклоном поверхности. В идеальном случае профиль поверхности близок к полуэллипсу (например, купол о. Дригальского в Антарктиде). В крупных ледниковых покровах форма поверхности более сложная, так как они состоят обычно из нескольких слившихся ледниковых куполов, что наряду с крупными подледными неровностями искажает идеальную форму поверхности. В краевых частях ледниковых покровов по крупным подледным долинам, направление которых близко к общему направлению движения льда от центров куполов к периферии, спускаются выводные ледники — главные каналы стока льда из внутренних районов ледниковых покровов. В Антарктиде к краям материкового покрова примыкают шельфовые ледники — огромные плоские ледяные плиты, частью находящиеся на плаву, частью опирающиеся на грунт.

Чтобы легче было ориентироваться во всем многообразии форм ледниковых образований, гляциологами разрабатываются схемы их классификации по морфологическим признакам. Мы пользуемся схемой морфологической классификации ледников, опубликованной в Гляциологическом словаре. В соответствии с этой схемой все ледники делятся на п о к р о в н ы е, г о р н о-п о к р о в н ы е и г о р н ы е. Каждая из этих основных групп в свою очередь подразделяется на группы второго и третьего порядков. Среди ледниковых покровов различают ледниковые щиты, ледниковые купола́, шельфовые ледники, ледяные потоки и выводные ледники. К горно-покровным ледникам относится сетчатое оледенение, где присутствуют в различных комбинациях формы оледенения покровного и горного типов, ледники плато, ледники патагонского типа и предгорные ледники (ледники подножий). Горные ледники делятся на три основные группы: ледники долин, ледники склонов, ледники вершин. Ледники долин подразделяют на простые долинные,



Репродукция со стенда Музея землеведения МГУ. Авторы Л. Д. Долгушин, С. Б. Дьяченко

сложные долинные и дендритовые ледники. К ледникам склонов относят присклоновые, склоновые, висячие и каровые ледники. Промежуточное положение между каровыми и долинными ледниками занимают карово-долинные ледники. Среди ледников вершин выделяют ледники конических вершин и ледники плоских вершин. К ледникам вершин относят также ледники вулканических конусов, кратерные и кальдерные ледники, ледники барранкосов.

Оледенение покровного типа

Л е д н и к о в ы й п о к р о в — сложное ледниковое образование, состоящее из ледниковых щитов, ледниковых куполов, ледяных потоков, выводных ледников и шельфовых ледников, покрывающее площадь в десятки, сотни тысяч и миллионы квадратных километров. Ледниковый покров — это единая динамическая система, форма поверхности и положение ледоразделов в которой обусловлены распределением питания и условиями стока. Скорость движения льда увеличивается от ледоразделов к периферии, где сток дифференцируется на малоподвижные участки и выводные ледники с большими скоростями движения льда. Расход льда сосредоточен в краевой зоне и осуществляется путем откола айсбергов и поверхностного таяния. Общая площадь современных ледниковых покровов на Земле около 14,4 млн км^2. Из них 85,3% приходится на ледниковый покров Антарктиды, состоящий из 5 слившихся крупных ледниковых куполов и большого числа более мелких; 12,1% — на ледниковый покров Гренландии и 2,6% — на все остальные ледниковые покровы (на Канадском Арктическом архипелаге, на о. Исландия, на Шпицбергене, на Земле Франца-Иосифа, на Новой Земле, на Северной Земле).

Л е д н и к о в ы й щ и т — обширный плоско-выпуклый ледник покровного типа. Толщина обычно около 1000 м, площадь — более 50 тыс. км^2. Течение льда определяется формой поверхности и происходит от центра к периферии.

Л е д н и к о в ы й к у п о л — ледник, форма которого сходна с формой ледникового щита, но он более выпуклый благодаря меньшим горизонтальным размерам. В Арктике и Антарктике ледниковые купола часто целиком покрывают отдельные острова, иногда образуются на морских отмелях и среди шельфовых ледников, где те «садятся» на грунт.

В ы в о д н ы е л е д н и к и — потоки льда, дренирующие ледосборные бассейны ледникового покрова, — при-

Оледенение горно-покровного типа. Репродукция со стенда Музея землеведения МГУ. Авторы Л. Д. Долгушин, С. Б. Дьяченко



урочены обычно к подледным долинам, ориентированным в направлении общего движения льда. Характерны для краевых частей ледниковых покровов, но есть выводные ледники, верховья которых уходят в глубь материкового покрова на сотни километров. Спускаясь в море или фьорды, выводные ледники образуют плавучие ледниковые языки и продуцируют многочисленные айсберги. Скорости движения льда выводных ледников много больше скоростей движения недифференцированного края ледникового покрова (до нескольких километров в год). Выводные ледники подразделяются на ледяные потоки, текущие в ледяных берегах, и на сквозные выводные ледники, сходные с языками долинных ледников, но истоками уходящие в ледосборные бассейны в пределах ледниковых щитов.

Шельфовый ледник — плавучий или частично опирающийся на дно ледник, текущий от берега в море в виде утончающейся к краю плиты и заканчивающийся обрывистым фронтом (барьером), от которого периодически откалываются айсберги. Основное питание шельфовые ледники получают обычно от спускающихся с ледникового покрова ледяных потоков и выводных ледников, а также от выпадающих на их поверхность твердых атмосферных осадков. Скорости движения шельфовых ледников, как и выводных, оканчивающихся в море, увеличиваются к концу, где достигают 1500 — 2000 м в год. Шельфовые ледники в настоящее время распространены главным образом в Антарктиде, где занимают более 1,5 млн км^2.

Оледенение горно-покровного типа — переходное от покровного к горному. Характеризуется комплексом сквозных долин, заполненных ледниками; с ледниковыми куполами и ледниками плато на водоразделах, с разделяющими их скалистыми гребнями и вершинами, многочисленными нунатаками. Лед, заполняющий долины, через многочисленные перевалы перетекает из одного бассейна в другой, что создает сложный сетчатый рисунок ледниковых потоков в плане. Оледенение этого типа характерно для Шпицбергена, Аляски, Канадского Арктического архипелага.

Предгорные ледники — обширные ледниковые лопасти на предгорных равнинах, образующиеся от слияния ледниковых потоков, часто с раздельными областями питания, но нередко и питаемые общим снежно-ледяным полем. Образуются в областях с очень обильным выпадением осадков в виде снега в условиях морского климата. Классическим примером является предгорный ледник Маласпина на Аляске, имеющий более 40 км в длину и 80 км в ширину. Он целиком расположен в области абляции, а питание получает из снежно-ледяных полей хр. Св. Ильи.

Ледники плато — слабовыпуклые снежно-ледяные поля на плосковершинных массивах с короткими лопастями и выводными ледниками, спускающимися по долинам на склонах массивов. Характерны для Скандинавии, где хорошо изучены. Примером могут также служить ледники плато о. Девон в Канадском Арктическом архипелаге.

Ледники патагонского типа — горные ледники, которые, стекая с ледниковых плато, где они дренируют обширные фирновые бассейны, образуют узкие длинные языки, спускающиеся в морские фьорды или предгор-



Оледенение горного типа. Репродукция со стенда Музея землеведения МГУ. Авторы Л. Д. Долгушин, С. Б. Дьяченко



Сложный долинный ледник. Фото К. П. Рототаева



Простой долинный ледник

ные озера. Типичны для Патагонских Анд, откуда и название.

Оледенение горного типа

Ледники долин. Простой долинный ледник (ледник альпийского типа) характеризуется четкой морфологической обособленностью областей питания (фирнового бассейна) и абляции (ледникового языка). Из фирнового бассейна, имеющего вогнутую поверхность со сравнительно небольшими уклонами, в долину спускается один ледниковый язык, имеющий обычно выпуклый поперечный профиль. Характерен для Альп, Кавказа и многих других горно-ледниковых районов. Сложный долинный ледник состоит из двух или более ледниковых потоков с самостоятельными областями питания. По срединным моренам на ледниковом языке можно легко установить число притоков главного ледника. Распространены во многих горно-ледниковых районах. Дендритовый ледник (древовидный) — сложный долинный ледник, притоки которого имеют свои притоки с самостоятельными областями питания. В плане имеют сложные ветвистые очертания. Полосы срединных морен, чередующиеся с полосами чистого льда, создают изумительный по своей выразительности рисунок. По ним можно сосчитать число притоков не только первого порядка, но и более мелких. Классический пример — ледник Барнард в горах Св. Ильи. К дендритовым ледникам относятся крупнейшие горно-долинные ледники мира: Хаббард, Беринга, Федченко, Сиачен и др. Разновидностью дендритовых ледников являются ледники гималайского типа, заполняющие продольные долины между горными цепями, с многочисленными боковыми притоками, в свою очередь являющимися сложными ледниками. Характерны для Гималаев, Каракорума, Памира, Центрального Тянь-Шаня. Котловинный ледник — разновидность долинного ледника с обширным фирновым бассейном, расположенным в горной котловине, и сравнительно коротким ледниковым языком, который выходит за пределы котловины не более чем на $^2/_3$ ее длины. Котловинные ледники достигают обычно большой толщины. Встречаются во многих горных районах мира. Ледники туркестанского типа — разновидность долинного ледника, занимающего глубокую долину и лишенного фирнового бассейна. Питание получает за счет схода лавин и обвалов льда с висячих ледников на склонах. Поверхность заморенена.

Ледники склонов. Каровый ледник занимает кар (чашеобразное углубление на горном склоне) полностью или частично. Многие из них обязаны своим существованием концентрации в каре метелевого и лавинного снега и могут располагаться значительно ниже климатической снеговой границы. Карово-долинный ледник — переходный от карового к долинному: основная часть его расположена в каре, а язык спускается в верховья долины. Висячий ледник — небольших размеров и обычно небольшой толщины. Занимает углубления и крутопадающие ниши на горных склонах. Расход льда нередко происходит путем ледяных обвалов. Если об-



Каровый ледник.
Репродукция со стенда
Музея землеведения
МГУ.
Авторы
Л. Д. Долгушин,
С. Б. Дьяченко



Висячие ледники.
Памир.
Фото Л. Д. Долгушина

валы происходят часто, у подножия может образоваться возрожденный ледник. Присклоновый ледник — небольшой ледник на поверхности структурной террасы или пологой площадки у подножия крутого уступа. Как правило, питается навеянным снегом. Склоновый ледник занимает слабо расчлененный горный склон иногда на большой площади. В отличие от висячих нижний край склоновых ледников обычно спускается до подножия склона. Типичен на Восточном Памире.

Ледники вершин. Ледник конической вершины покрывает вершину конической или близкой к ней формы, возвышающуюся над окружающей местностью. Если вершина правильной формы, а ее склоны слабо расчленены, то нижний край ледника или ровный, или фестончатый. В случае сильного расчленения склонов оврагами и долинами по ним спускаются языки выводных ледников, питающиеся из вершинного снежно-фирнового покрова. Особый подтип ледников этого типа представляют ледники вулканических конусов, существующие часто в комплексе с кальдерными и кратерными ледниками, а также с ледниками барранкосов. Эти типы ледников распространены на Кавказе (Эльбрус, Казбек), на Камчатке, в Кордильерах Северной Америки, в Андах Южной Америки, в

Африке (Килиманджаро), в Новой Зеландии (г. Руапеху). Ледники плоских вершин покрывают выровненные вершинные поверхности, оканчиваются крутыми обрывами или короткими языками. Из-за сноса снега ветром с поверхности скорость питания их невелика, мощности небольшие. Распространены на Тянь-Шане и в горах Центральной Азии.

Перечисленные выше типы не исчерпывают всего многообразия форм, условий залегания и размеров ледников. Могут быть переходные формы, и, кроме того, ледники разных типов нередко объединяются в сложные комплексы и системы, которые описываются при рассмотрении оледенения конкретных районов в региональных главах книги.

Ледниковые районы земного шара

Районированием ледников и снежно-ледниковых образований занимались многие исследователи (Х. Альман, Г. А. Авсюк, И. В. Бут, А. Н. Кренке, В. М. Котляков, Г. К. Тушинский, Л. Ллибутри). Х. Альман впервые разделил ледники на умеренные (теплые) и полярные (холодные), а последние в свою очередь — на высокополярные и субполярные. Ледники разных типов характеризовали их широтное положение. Более подробно районирование ледников по их температурному режиму было выполнено Г. А. Авсюком, который выделил пять типов ледников. Каждый из них характерен для определенного географического региона: сухой полярный, где таяние отсутствует (ледники Антарктиды, Гренландии и горные ледники на высотах более 6000 м); влажный полярный (по периферии предыдущих ледников); влажный холодный (верхние части ледников на арктических островах и в Патагонии); морской (ледники Аляски, Альп, Скандинавии, Кавказа, Камчатки, Новой Зеландии и др.) и континентальный (ледники гор Средней Азии, Центральной Азии, Сибири, Канадского Арктического архипелага) [*Авсюк*. 1955, 1956]. Ллибутри [*Lliboutry*. 1956] по климатическим условиям существования ледников выделил 8 типов и перечислил районы их распространения.

В процессе дальнейших исследований выяснилось, что в одном географическом районе могут встречаться ледники разных типов и, кроме того, существование ледников и особенности их режима в огромной степени зависят от циркуляции атмосферы — от положения того или иного горного района относительно путей движения циклонов, приносящих атмосферные осадки, а эти пути в свою очередь определяются барическим полем атмосферы Земли.

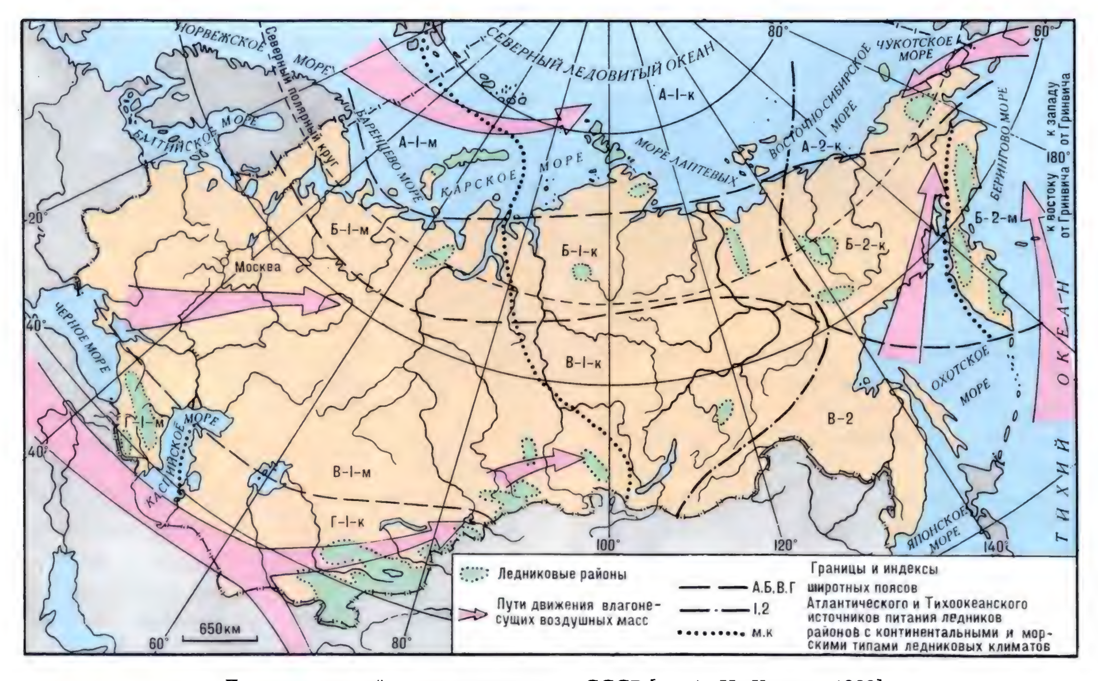
Первая работа о соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии принадлежит И. В. Буту [1963]. Он разделил все ледниковые области по источникам питания осадками на три группы: тихоокеанскую, атлантическую и индийскую. К тихоокеанской группе он отнес североамериканскую и камчатскую области оледенения; к атлантической группе — Исландию, острова Арктики (Шпицберген, Землю Франца-Иосифа, Новую Землю, Северную Землю), Скандинавию, Альпы, Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Алтай; к индийской группе — южные районы гор Центральной Азии. По источникам питания и средним многолетним характеристикам циркуляции атмосферы А. Н. Кренке [1963] выделил в пределах Арктики 4 ледниковые провинции, различающиеся режимом оледенения и направленностью их короткопериодных колебаний. Им установлено, что основные районы оледенения Земли находятся в пределах зон частой повторяемости циклонов, а источниками влаги служит тот или иной океан. В. М. Котляков [1969] произвел ледниковое районирование земного шара, исходя из двух основных факторов, определяющих питание ледников: циркуляции атмосферы и макрорельефа земной поверхности.

В данной книге предпочтение отдается региональному принципу. За крупнейшие регионы принимаются материки с прилегающими к ним островами. В пределах материков выделяются крупные орографические системы и их части. При этом учитывается как их широтное положение, так и основные источники питания ледников. Отдельно и более детально характеризуется оледенение территории СССР.



ЛЕДНИКИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

На территории СССР ледники широко распространены от Земли Франца-Иосифа на севере до южных отрогов Ваханского хр. на Памире и от Хибин на западе до Чукотского п-ова на крайнем северо-востоке. Они есть во всех климатических поясах нашей страны: арктическом, субарктическом, умеренном и субтропическом.



Ледниковые районы на территории СССР [по *А. Н. Кренке*. 1982]

В последние годы было завершено составление каталогов ледников на все ледниковые районы СССР, во многих районах проводились наземные исследования, аэрофотосъемки и съемки из космоса. В результате выяснены основные закономерности размещения ледников по территории страны и установлены главные элементы их режима. Используя накопившиеся материалы, А. Н. Кренке [1982] разработал схему гляциологического районирования территории Советского Союза, в которой учитывается: широтное положение, определяющее температурные условия и интенсивность солнечной радиации, источники питания ледников и количество атмосферных осадков, степень океаничности или континентальности климата, типы льдообразования, а также условия концентрации снега на ледниках. Районирование А. Н. Кренке сохраняет зональность гляциологических явлений, отраженную в гляциологическом районировании мира В. М. Котляковым [1968] и Г. К. Тушинским и Н. М. Малиновской [1973], но существенно дополняет и конкретизирует его. В своем описании ледников СССР мы пользуемся схемой районов А. Н. Кренке с небольшими изменениями.

◀ Ледники района пика Гармо.
Фото В. А. Опуховского

По этой схеме вся территория Советского Союза делится на 4 широтных пояса: А — арктический, Б — субарктический, В — умеренный, Г — южного горного обрамления. Последний включает горные сооружения южной части умеренного пояса и северной части субтропического. Каждый из поясов делится на районы с учетом источников питания и степени континентальности климата. Из общей площади оледенения на территории СССР, составляющей 78 290 км^2, питание, поступающее с воздушными массами, формирующимися над Атлантикой, получает 76 960 км^2, тогда как тихо-

океанские воздушные массы обеспечивают осадками лишь 1330 км^2. Внутри каждого из выделенных районов ледники описываются по крупным орографическим системам и горным хребтам, а в Арктике — по островам и архипелагам островов (Прилож. № 2, табл. 1).

Глава 1

АРКТИЧЕСКИЙ ПОЯС

Раздел 1

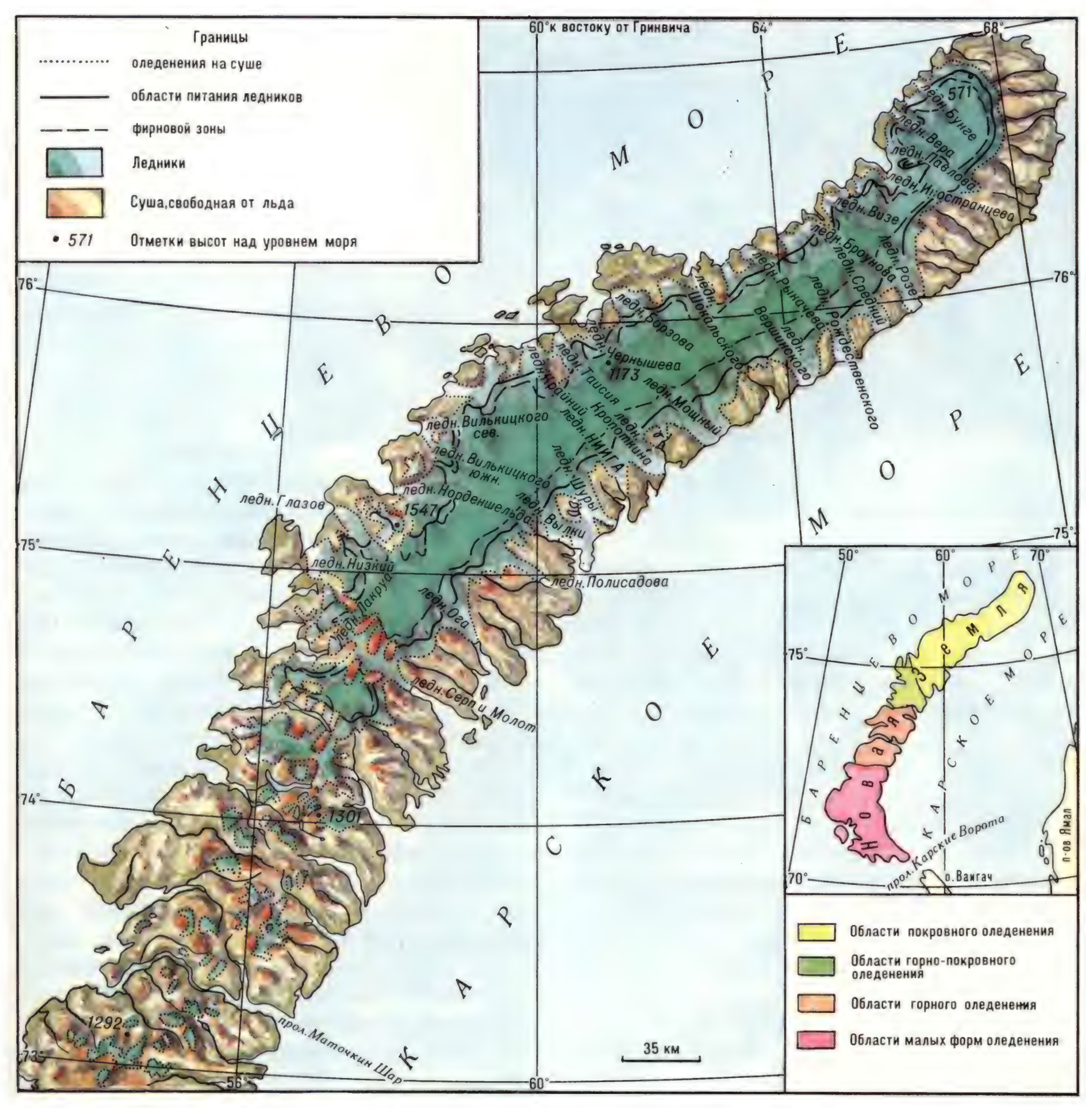
БАРЕНЦЕВОМОРСКИЙ РАЙОН

Баренцевоморский район (Новая Земля) — район арктического морского климата с поступлением осадков со стороны Атлантического океана по Исландско-Карской ветви Арктического фронта в количестве 500—800 мм в год с преобладанием фирново-ледяного питания ледников.

Новая Земля протянулась дугой почти в 1000 км, разделяя Карское и Баренцево моря. Ее ширина от 25—30 до 140 км. В геолого-тектоническом отношении Новая Земля представляет собой естественное продолжение к северу Урало-Пайхойской горной системы. Архипелаг состоит из двух больших островов — Северного и Южного, разделенных узким проливом Маточкин Шар, и большого числа примыкающих к ним мелких островов. Современный рельеф Новой Земли выражен прибрежными равнинами, плато и горами. Волнистые прибрежные равнины к границам с горами и плато поднимаются до 80—100 м над ур. м.

К морю они обычно обрываются 20—25-метровыми уступами. Наибольшую площадь на Новой Земле занимают горы, протягивающиеся несколькими цепями вдоль длинной оси островов. Промежуточное положение занимают плато высотой от 200 до 450 м. Максимальной высоты горы достигают в районе Маточкина Шара, откуда они понижаются как к югу, так и к северу. Высшая точка Южного острова — 1342 м, Северного острова и всей Новой Земли — безымянная вершина к югу от залива Норденшельда (1547 м). Поперечными долинами горы разделены на отдельные массивы. Ряд сквозных долин прорезает Новую Землю от Баренцевоморского берега до берега Карского моря, продолжаясь во фьордах. Маточкин Шар также является затопленной сквозной долиной. Часть сквозных долин перекрыта ледниковым покровом. Береговая линия, особенно в южной части Северного острова, сильно изрезана вдающимися в глубь него заливами и фьордами. Почти половина площади Северного острова занята мощным ледниковым покровом, поверхность которого поднимается до 900—1100 м над ур. м. По поперечным долинам с него стекают ледники. Климат Новой Земли обусловлен ее высокоширотным положением и нахождением в ложбине северо-восточного отрога Исландско-Карского барического минимума. По этой ложбине через Новую Землю бо́льшую часть года, и особенно зимой, проходят глубокие циклоны, приносящие плотную облачность и обильные осадки. Циклоны приводят также к повышению температуры воздуха, иногда до оттепелей в разгар зимы. И только в феврале — мае устанавливается ясная погода со слабыми ветрами и сильными морозами. На северо-востоке Новой Земли по сравнению с ее юго-западной частью морозы сильнее, а количество осадков меньше. По мере поднятия в горы и по склону ледникового купола температура воздуха понижается, количество осадков увеличивается. Вдоль гребня ледникового купола ни один из месяцев года не имеет среднюю температуру выше нуля. На станции Ледораздельная (800 м над ур. м.) она составляет −13,3°, что вдвое ниже, чем на прибрежной станции Русская Гавань, расположенной на той же широте, и примерно в полтора раза ниже, чем на станции Мыс Желания, расположенной значительно севернее. Летом эта разница еще больше. В августе на станции Ледораздельная средняя месячная температура −1,6°, в Русской Гавани 3,8°, на Мысе Желания 2,2°.

Количество осадков на Новой Земле уменьшается с запада на восток и с юга на север. На прибрежных станциях годовая сумма осадков составляет в Малых



Оледенение Новой Земли [Атлас Арктики. 1985]

Кармакулах 280 мм, в Русской Гавани — 250 мм, на Мысе Желания — 150 мм. Бóльшая часть осадков выпадает летом, с июня по сентябрь. Твердые осадки составляют около 70% годовой суммы. Снежный покров держится от 240 до 280 дней в году. Но это на берегу. По мере поднятия по склону ледникового купола осадков выпадает все больше и больше, и на станции Ледораздельная их годовое количество достигает 600—640 мм, из них только 30 мм в жидком виде.

Новая Земля — одно из самых ветреных мест в северном полушарии. Здесь наблюдается до 120 дней в году со скоростями ветра 12 м/с и более. Как правило, эти ветры сопровождаются сильными метелями. На станции Ледораздельная, где средняя годовая скорость ветра 9,2 м/с, до 120 дней в году с метелями. Метели бушуют и на свободных от льда территориях, сметая снег с водоразделов в долины рек, в овраги и к бровкам морских террас, где скапливаются огромные снежные сугробы, часть которых превращается в присклоновые и русловые ледники.

Характерной особенностью ветрового режима на Новой Земле являются местные ветры, получившие название ново-



Ледниковый покров Северного острова Новой Земли. Фото Л. Д. Долгушина

земельской бо́ры. Бора зарождается на склоне ледникового щита близ ледораздела и, все усиливаясь, скатывается к побережью, где достигает ураганной силы. Вертикальная мощность боры достигает 600—800 м. В море она распространяется на 20—40 км. Бора повторяется чаще всего зимой, дует иногда по 8—10 суток подряд и вызывает сильные низовые метели.

В целом современный климат Новой Земли благоприятен для существования мощного покровного и горно-покровного оледенения на Северном острове, горного оледенения и навеянных ледников малых форм — на Южном острове.

Основу новоземельского оледенения составляет обширный ледниковый покров Северного острова. Ледников других типов много, но их общая площадь не превышает 6% от общей площади оледенения (см. картосхему).

Область покровного оледенения занимает бо́льшую часть Северного острова, от мыса Желания на севере до линии, соединяющей верховья губы Машигиной на западном берегу и залива Цивольки — на восточном. Здесь основу оледенения составляет обширный ледниковый покров и его северное продолжение — *Северный ледниковый купол*. Длина ледникового покрова по ледоразделу 413 км, наибольшая ширина 95 км. Линия ледораздела самое высокое положение занимает в южной и центральной частях (900—950 м) и постепенно понижается на север до 500—600 м. Подледный рельеф на большей части ледникового щита и Северного купола не находит отражения в морфологии ледниковой поверхности, форма которой контролируется законами растекания самого льда. Только в краевых частях ледникового покрова, где толщина льда уменьшается, а рельеф, особенно на западном побережье, становится более расчлененным, появляются многочисленные выводные ледники, форма, размеры и направление которых определяются коренным рельефом.

Наиболее глубоко в ледниковый покров вдается долина Иностранцева, являющаяся продолжением одноименного залива Баренцева моря. Ее ширина достигает местами 10 км, а относительная глубина 200—300 м. Эта долина отделяет Северный ледниковый купол от главного ледникового щита. По ней стекает выводной *ледник Иностранцева*, получающий питание и с Северного купола, и со щита. Всего же ледниковый покров дренируется более чем 60 выводными ледниками, бо́льшая часть которых достигает моря и продуцирует айсберги (Прилож. № 2, табл. 2). Общая площадь ледникового покрова вместе с выводными ледниками составляет 19 330 км^2. Кроме того, в области покровного оледенения распространены ледники горных типов, занимающие в общей сложности 1190 км^2. Всего в области покровного оледенения льдом покрыто 20 520 км^2, или более 65% площади этой части Северного острова.

Область горно-покровного оледенения занимает сравнительно неширокую полосу к югу от ледникового щита до сквозной долины Ермолаева. Оледенение в этой области контролируется в ос-

новном подстилающим рельефом, который отличается глубоким и сложным расчленением. Много нунатаков поднимается до 900—1200 м над ур. м. Переходной формой от покровного к горному оледенению являются так называемые ледяные плато, имеющие плоскую или слабовыпуклую поверхность. Они представляют собой систему сросшихся переметных ледников. Влияние коренного рельефа ощущается слабо, нунатаки редки. С запада и востока эти ледяные плато ограничиваются горными цепями меридионального простирания, возвышающимися на несколько сот метров над их поверхностью. Другой формой перехода к оледенению классического альпийского типа являются ледники, занимающие отрицательные формы рельефа. Они берут начало из соединяющихся верховьями областей питания и растекаются в разных направлениях. Эти ледники сообщаются между собой не только в истоках, но и через боковые притоки — в плане создается сетчатый рисунок связанных между собой ледников, разделенных горными гребнями и нунатаками. Несколько крупных долинных ледников достигают верховьев фьордов Баренцева и Карского морей, но большинство ледников оканчиваются на суше на высотах от нескольких метров до нескольких сот метров над уровнем моря.

Степень оледенения в области горно-покровного оледенения составляет примерно 45%. Здесь насчитывается 90 ледников общей площадью 1852 км^2 (Прилож. № 2, табл. 3).

Кроме названных в таблице горно-долинных ледников в области горного оледенения и переходного от покровного к горному только 10 ледников имеют длину более 8 км, все остальные значительно короче.

Область горного оледенения расположена на юге Северного и на севере Южного о-ов по обе стороны от Маточкина Шара. Протяженность этой области с севера на юг около 160 км. Здесь насчитывается 393 ледника общей площадью 1272 км^2. Преобладают простые долинные и каровые ледники, хотя есть и сложные долинные. Размеры ледников небольшие. Самый крупный из них — *Вздыбленный* — имеет длину 9 км и площадь 24 км^2. Еще несколько ледников имеют площади от 4 до 10 км^2 и более, но подавляющее большинство ледников меньше 4 км^2. Ни один из них не достигает уровня моря.

Область малых ледников — это южная часть Южного острова. Здесь нет условий для образования настоящих ледников, обладающих всеми необходимыми признаками, включая активное движение, но много навеянных снежно-ледовых образований в долинах рек и ручьев, у обрывов морских и речных террас. Иногда они тянутся километрами и не стаивают многие годы. Такие снежно-ледовые образования распространены не только на Южном, но и на Северном острове, где занимают благоприятные для накопления метелевого снега отрицательные формы рельефа по периферии ледникового покрова. В частности, присклоновые и русловые ледники длиной более километра один из авторов видел на крайнем северо-востоке Новой Земли, в районе мыса Желания, и к северу от ледника Розе. Они лежат много ниже климатической снеговой границы и своим существованием целиком обязаны метелям.

Гляциологическими наблюдениями на Новой Земле во время 2-го МПГ (1932—1933) экспедицией Арктического института под руководством М. М. Ермолаева были получены сведения о движении льда, морфологии и строении ледникового покрова, его толщине. Оказалось, что Новоземельский ледниковый покров в те годы был лишен нормального питания и деградирует. В 50-х годах экспедицией, в которой участвовал один из авторов, было установлено, что ледниковый покров получает довольно обильное питание.

В 1958 и 1959 гг. на западном склоне ледникового покрова Новой Земли (район Русской Гавани) детальные исследования по программе МГГ проводила экспедиция Института географии АН СССР. Были получены количественные характеристики радиационного режима и теплового баланса поверхности ледникового покрова, его питания, движения, таяния, был подсчитан баланс массы и выявлена тенденция его измене-

ния. Результаты опубликованы в монографии [*Чижов и др.* 1968]. Установлено, что на станции Ледораздельная (880 м над ур. м.) потери радиационного тепла превышают его приход — годовая величина радиационного баланса на этой станции −9,6 ккал/см², а на побережье за пределами ледника радиационный баланс достигает +6,3 ккал/см² в год, что объясняется главным образом различием в альбедо поверхности, которое в фирновой области ледникового покрова составляет в среднем 0,78, в области абляции — 0,47, а на свободной от снега и льда поверхности суши на побережье — всего 0,15—0,16. Расходы тепла на излучение на ледниковом покрове частично восполняются адвекцией теплого воздуха, приходящего с Баренцева моря. На ледниковом покрове в турбулентном теплообмене между атмосферой и поверхностью ледника преобладает поток теплого воздуха к поверхности, что приводит к прогреванию фирна. К этому прибавляется тепло, которое выделяется при замерзании талой воды, просачивающейся в фирн с поверхности. В результате на глубине затухания годовых колебаний температура фирна повышается до нуля.

В фирновой области в истоках *ледника Шокальского* по данным снегомерных съемок годовое накопление снега составило в среднем 68 г/см². В переотложении снега существенную роль играет метелевый перенос: снос снега с ледникового покрова составляет не более 10%, но в нижних частях выводных ледников в отдельные годы сносится до 80% выпавшего снега. По наблюдениям в 1958 г., таяние на леднике Шокальского на 50% происходило за счет солнечной радиации; около 35% дал теплообмен с воздухом и 15% — за счет теплоты конденсации.

В области питания под слоем сезонного снега залегают чередующиеся слои фирна и льда. На глубине 12—16 м фирново-ледяная толща переходит в однородный плотный лед. Ниже фирновой линии лед лежит непосредственно под сезонным снегом. Таким образом, преобладающими являются фирново-ледяной и ледяной типы льдообразования. Между фирновой линией и границей питания располагается полоса наложенного льда. Средняя за последние 30 лет высота границы питания на западном склоне ледникового покрова в районе Русской Гавани составляет 500—550 м над ур. м.

Скорости движения льда ледника Шокальского изменяются от 15—20 м/год близ границы питания до 150 м/год у фронта ледника, обрывающегося в море.

Балансовые расчеты свидетельствуют о том, что за последние 30 лет ледниковый покров Новой Земли отступал. Объем льда убывал примерно на 3,3 км³ в год [*Чижов и др.* 1968; Каталог ледников. 1977].

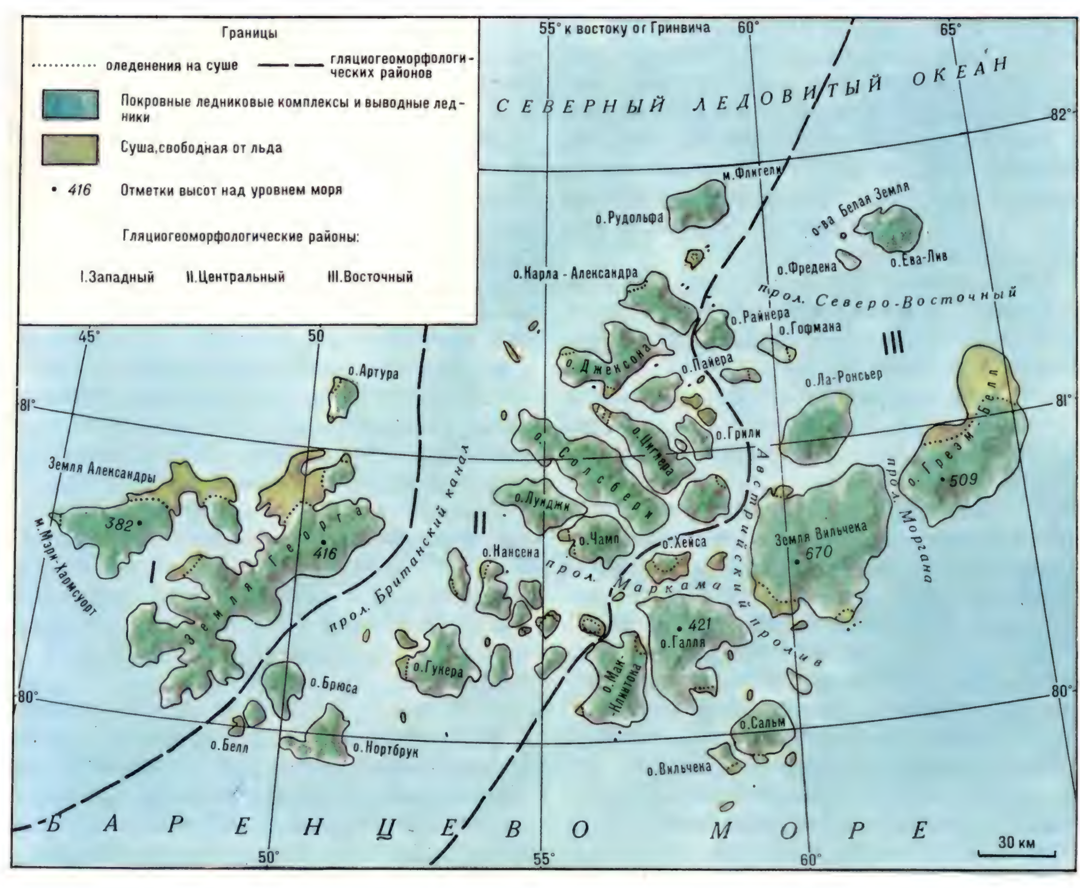
Раздел 2

ЦЕНТРАЛЬНОАРКТИЧЕСКИЙ РАЙОН

Острова Виктория, Земли Франца-Иосифа, Ушакова, Северной Земли и Де-Лонга

Общая площадь оледенения 32 508 км². Район арктического континентального климата с питанием осадками с Атлантического океана по Исландско-Карской ветви Арктического фронта, с твердыми осадками менее 500 мм в год, с континентальным набором зон льдообразования, включая ледники с полностью ледяным питанием.

О. Виктория расположен на северной окраине Баренцева моря, близ западной границы советской Арктики. Площадь острова 10,8 км², из них только 0,1 км² берегового пляжа свободна ото льда. Остальные 10,7 км² представляют собой единый простой ледниковый купол, высшая точка которого 105 м над ур. м., а края круто спускаются к береговому пляжу или обрываются к морю ледяными стенами высотой 30—40 м. Климат суровый арктический. Среднесуточная температура воздуха самого холодного месяца (январь) −24,4°, самого теплого (июль) +0,2°, годовая сумма осадков — около 260 мм. Подавляющая часть купола лежит ниже границы питания, и оледенение деградирует. С 1953 по 1961 г. край ледяного купола, спускающийся к свободному ото льда мысу



Оледенение Земли Франца-Иосифа [Атлас Арктики. 1985]

Книповича на севере острова, отступил на 22 м. Вытаивание вех на куполе свидетельствует о понижении его поверхности [*Говоруха*. 1962, 1964; Каталог ледников. 1965].

Земля Франца-Иосифа — архипелаг многочисленных островов, расположенный в западном секторе советской Арктики между 79°46′ и 81°52′ с.ш. и 44°45′ и 65°25′ в.д. Он протягивается на 234 км по меридиану и на 375 км по широте. Северная точка архипелага (мыс Флигели на о. Рудольфа) отстоит от Северного полюса всего на 900 км. Это самый северный участок суши, принадлежащий СССР.

Всего в архипелаге насчитывается 191 остров, их общая площадь 16 134±16 км^2. Ледники есть только на 56 более крупных островах и занимают 85,1% общей площади архипелага (13 735±14 км^2).

Британским Каналом и Австрийским проливом Земля Франца-Иосифа делится на три крупные группы островов — Западную, Центральную и Восточную; Центральная группа проливом Маркама делится на две части — Северную и Южную. Пролив Северо-Восточный отделяет от Восточной группы о-ва Белая Земля. Названные проливы и большинство менее крупных ориентировано в двух взаимно перпендикулярных направлениях — северо-восточном и северо-западном, что, по-видимому, предопределено тектоническими разломами.

Острова архипелага сложены в основном осадочными породами мезозойского возраста (известняки, песчаники, глинистые сланцы и др.), перекрытыми пластами базальтов. Базальты, как более стойкие к выветриванию, бронируют нижележащие толщи, обусловливая платообразный характер рельефа островов. Четвертичные отложения представ-

лены маломощным плащом морских и ледниковых осадков.

Высота большинства островов не превышает 500 м над ур. м., и только в центральной части архипелага она больше. Высшая точка коренного рельефа находится на о. Винер-Нейштадт — 620 м, ледниковой поверхности — на Земле Вильчека — 735 м.

Оледенение Земли Франца-Иосифа относится к покровному типу и лишь на немногих островах приближается к горно-покровному (сетчатому). Различаются три основных морфологических типа ледников: ледники плато, ледники долин и малые навеянные ледники. Преобладают первые два, тесно связанные между собой. Среди ледников плато могут быть выделены ледниковые щиты и ледниковые купола. К первым относятся наиболее крупные из ледников плато, расположенные на самых больших островах архипелага. Площадь каждого из них измеряется сотнями квадратных километров, а мощности достигают 300—450 м. Ледниковые купола имеют меньшие площади и мощности, но по численности преобладают. В центральных частях ледниковых щитов и куполов поверхность сравнительно плоская, но к периферии она приобретает все больший уклон и часто расчленяется пологими депрессиями и крутыми цирками, переходящими в истоки выводных долинных ледников. Местами края ледниковых плато и концы выводных ледников обрываются в море, и от них отламываются айсберги. Общая площадь ледниковых плато и куполов около 8530 км^2, или 62,1% площади оледенения региона.

Ледники долин занимают линейно вытянутые депрессии в коренном рельефе островов, которые в большинстве случаев являются продолжением морских заливов и ответвлений проливов. Почти все ледники этого типа являются выводными с ледниковых щитов и куполов, и почти все они достигают моря, оканчиваются отвесными обрывами и периодически продуцируют айсберги. Немногие из выводных ледников оканчиваются на прибрежных равнинах, растекаясь в виде широких шлейфов. Мощность концов ледников, спускающихся в море, колеблется от 40 до 120 м, а в бассейнах истечения — от 150 до 300 м. Самые крупные ледники долин находятся в юго-восточной части Земли Франца-Иосифа.

Западный район, включающий о-ва Земля Георга, Земля Александры и о. Артур, характеризуется развитием крупных ледниковых щитов и куполов сравнительно простых форм. Широкие и короткие лопасти выводных ледников без явно выраженных каналов истечения дренируют лишь краевые части ледниковых покровов, и только в юго-западной части Земли Георга с большим расчленением и берегами фьордового типа выводные ледники более обособлены от ледяных куполов и спускаются к морю крутыми и высокими ледяными обрывами. Высота вершин ледяных куполов на Земле Георга — 350—400 м, на Земле Александры — 382 м, на о. Артур — 275 м. Примерно 21% линии берега сложено льдом. Бóльшая часть ледяных берегов продуцирует айсберги.

Центральный район ограничен на западе Британским Каналом, на востоке — проливами Ермак, Австрийским и Скотт-Келти. В этом районе 32 острова с ледниками. Оледенение района в целом характеризуется наличием сложных ледниковых комплексов, состоящих из большого числа ледяных плато и куполов с многочисленными выводными ледниками, расположенных на сложно расчлененном ложе. Большая протяженность района с юга на север, различная степень расчленения и большие колебания размеров островов и высот коренного рельефа вызывают необходимость рассматривать оледенение этого района по частям: южной, средней и северной. К югу от пролива Маркама расположена группа небольших островов с глубоко расчлененным рельефом, с высоко поднятыми над уровнем моря базальтовыми плато. Здесь преобладают небольшие по площади ледниковые комплексы с разобщенными куполами и выводными ледниками, что приближает оледенение южной части Центрального района к горно-покровному (сетчатому). На о. Гукера, занимающем 508 км^2, льдом покрыто 444 км^2. Высшая точка острова и всей этой группы островов — 445 м.

В средней части Центрального района,

между проливом Маркама на юге и проливом Бака на севере, 12 больших островов покрыто ледниками. Преобладают сложные ледниковые комплексы на сильно расчлененном подледном рельефе. Отличительной чертой оледенения этой группы островов является широкое развитие выводных ледников, суммарная площадь которых больше площади дренируемых ими ледяных щитов и куполов. Из 1000 км длины береговой линии островов 610 км приходится на ледяные берега, в том числе 440 км — на фронтальные обрывы выводных ледников.

На севере Центрального района находятся два больших острова: Карла-Александра и Рудольфа. Оба они почти полностью покрыты льдом (степень оледенения соответственно 87 и 98%). Западные части этих островов сильно расчленены, а их восточные части заняты большими куполами правильной формы со слабо расчлененными краями. Выводные ледники короткие, но имеют широкие фронты и продуцируют айсберги. Оледенение есть также на двух небольших островах, расположенных между двумя названными. О. Рудольфа — самый северный на Земле Франца-Иосифа, и он не раз служил базой экспедиций к Северному полюсу.

Восточный район включает крупные острова — Землю Вильчека, Греэм-Белл, Мак-Клинтока, Роньсер, Ева-Лив, Райнера, Сальм и много менее крупных. Оледенение представлено сравнительно простыми по форме, но большими по площади ледниковыми комплексами и куполами. Выводных ледников немного, но они также большие. Рельеф коренного ложа более спокойный, чем в Центральном районе. Рельеф свободной ото льда суши слабохолмистый. В то же время вершины ледниковых покровов островов поднимаются до 500—600 м над ур. м., что связано с большой толщиной льда, достигающей 300—400 м. На Земле Вильчека находится самый крупный выводной ледник, Знаменитый, длиной 30 км, площадью 382 км^2. На о. Греэм-Белл — самый большой купол — Ветреный — площадью 728 км^2.

Основные количественные характеристики оледенения Земли Франца-Иосифа приведены в Приложении № 2, табл. 4 и 5, составленных по Каталогу ледников СССР.

К л и м а т Земли Франца-Иосифа морской арктический, со сравнительно мягкой зимой с частыми циклоническими осадками и метелями и с облачным холодным сырым летом. Температура воздуха самого холодного месяца (март) от −21,4° в Бухте Тихая на о. Гукера до −22,9° на о. Рудольфа; самого теплого месяца (июль) +1,2° и +0,7°, а средняя годовая температура воздуха −10,2° и −11,9° соответственно. Годовая сумма осадков в Бухте Тихая — 235 мм (из них 200 мм — твердые осадки), на о. Рудольфа — 195 мм (170 мм — твердые). Обе станции расположены близ уровня моря. В высоких частях островов и на ледниках температурные условия более суровые, осадков выпадает больше, и почти все они выпадают в твердом виде. Годовой радиационный баланс отрицательный.

Особенности климата Земли Франца-Иосифа определяются высокоширотным положением, большой продолжительностью полярной ночи (120—125 суток), низким положением Солнца во время полярного дня (не выше 31—33° над горизонтом), большим альбедо снежно-ледяной поверхности (70—90%), а также положением архипелага вблизи от оси Исландско-Карской барической депрессии — основного пути движения циклонов из Северной Атлантики, приносящих обильные для этих широт осадки. В совокупности создаются благоприятные условия для существования ледников.

На Земле Франца-Иосифа четко различаются периоды аккумуляции и абляции. Период аккумуляции длится с сентября по май включительно и характеризуется резко выраженным циклоническим режимом погоды со снегопадами и метелями, отсутствием очень сильных морозов, но с отрицательными температурами воздуха на протяжении всего этого периода. Количество твердых осадков составляет около 200 мм. Ветровой режим отличается неустойчивостью: слабые ветры сменяются штормами. Средняя скорость ветра 8—9 м/с. Преобладающие по направлению и более сильные ветры — восточные и юго-восточные.

Они играют большую роль как в распределении выпадающих осадков, так и в перераспределении уже отложенных.

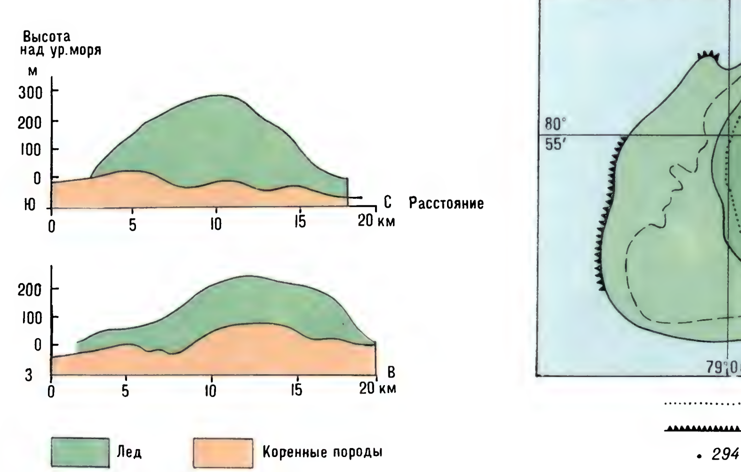
Период абляции продолжается с июня по август и характеризуется устойчивыми положительными температурами воздуха. На уровне моря период абляции длится от 60—65 дней на юге архипелага до 40—45 дней — на севере. Наиболее интенсивное таяние снега и льда происходит во время вторжений теплого воздуха с южными и юго-западными ветрами, когда температура может подняться выше +10° при небольшой относительной влажности воздуха. Но бóльшую часть теплого времени года стоит сырая облачная погода с туманами и периодическими снегопадами, что сильно снижает таяние ледников, а иногда оно и совсем прекращается.

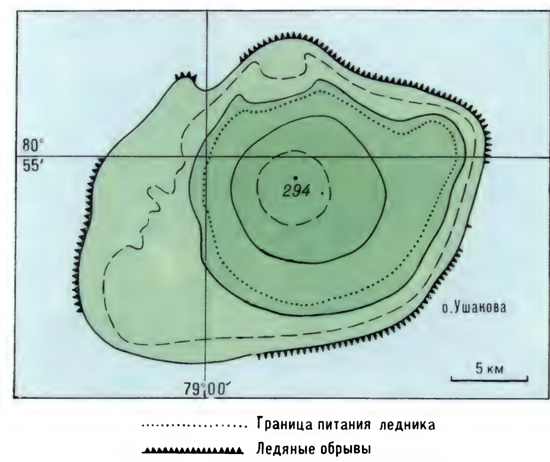
При поднятии над уровнем моря по склонам ледниковых куполов температура воздуха понижается примерно на 0,6° на каждые 100 м высоты. В результате на высоких ледниковых куполах ни один из месяцев года не имеет средней температуры воздуха выше 0°, хотя отдельные теплые дни могут быть и там. Вертикальный градиент осадков равен 50 мм на 100 м. Следовательно, на самых высоких куполах архипелага годовая сумма осадков составит 440—450 мм. В период аккумуляции все осадки выпадают в твердом виде, в период абляции на их долю приходится примерно половина. В распределении осадков по территории архипелага наблюдается определенная асимметрия: на юге и юго-востоке осадков выпадает примерно в полтора раза больше, чем на северо-западе, что связано с различной удаленностью от источника питания — основной трассы влагонесущих циклонов, расположенной к юго-востоку от архипелага.

Тепловой баланс ледников региона характеризуется приходом тепла главным образом за счет турбулентного теплообмена с атмосферой и расходом за счет радиационных условий. Вследствие высокого альбедо поверхности радиационный баланс большую часть года отрицательный, и только в течение 3 летних месяцев приход радиационного тепла преобладает над расходом, тогда как поступление тепла из атмосферы, приносимого относительно теплыми циклонами, происходит в течение 9—10 месяцев в году. Лишь в короткий период абляции радиационный теплоприход к поверхности является преобладающим, и таяние снега и льда на 75% идет за счет радиационного тепла и на 25% — за счет турбулентного теплообмена с воздухом.

В верхних частях ледниковых покровов, сложенных с поверхности снегом и фирном, таяние имеет место, но стока талых вод не происходит — они просачиваются в фирн и снова замерзают, а выделяемое при этом тепло идет на прогревание ледниковой толщи. Вниз по склонам ледяных куполов и выводных ледников абляция постепенно увеличивается. Средняя многолетняя величина поверхностной абляции на архипелаге составляет от 30—35 до 45—50 г/см^2 в год. Максимальная наблюденная величина суммарной годовой абляции равна 250 г/см^2. Однако основную статью расхода ледников Земли Франца-Иосифа составляет откол айсбергов и морская абразия спускающихся к морю ледяных берегов, суммарная протяженность которых достигает 2655 км. По приблизительному расчету, с 1 км фронта выводных ледников на о. Гукера расходуется до 2 млн т льда в год, а с малоподвижных краев ледниковых покровов — до 0,2 млн т льда в год. По самому приблизительному подсчету суммарный годовой расход льда за счет откола айсбергов и морской абразии на Земле Франца-Иосифа составляет 2,5 млрд м^3, или 2,3 млрд т.

На ледниках Земли Франца-Иосифа гляциологи выделяют следующие зоны льдообразования: снежно-ледяную (предположительно), холодную фирновую, ледяного питания и абляции. Наиболее распространена холодная фирновая зона, занимающая 70% общей площади области питания ледников архипелага. В этой зоне превращение снега в фирн и лед происходит в течение нескольких лет и завершается на глубине 15—20 м. Расположенная ниже ледяная зона занимает интервал между холодной фирновой зоной и верхней границей области абляции. Таким образом, верхняя граница ледяной зоны совпадает с фирновой линией, а нижняя — с границей питания. Этой зоной занято около одной





Ледниковый купол острова Ушакова [Атлас Арктики. 1985]

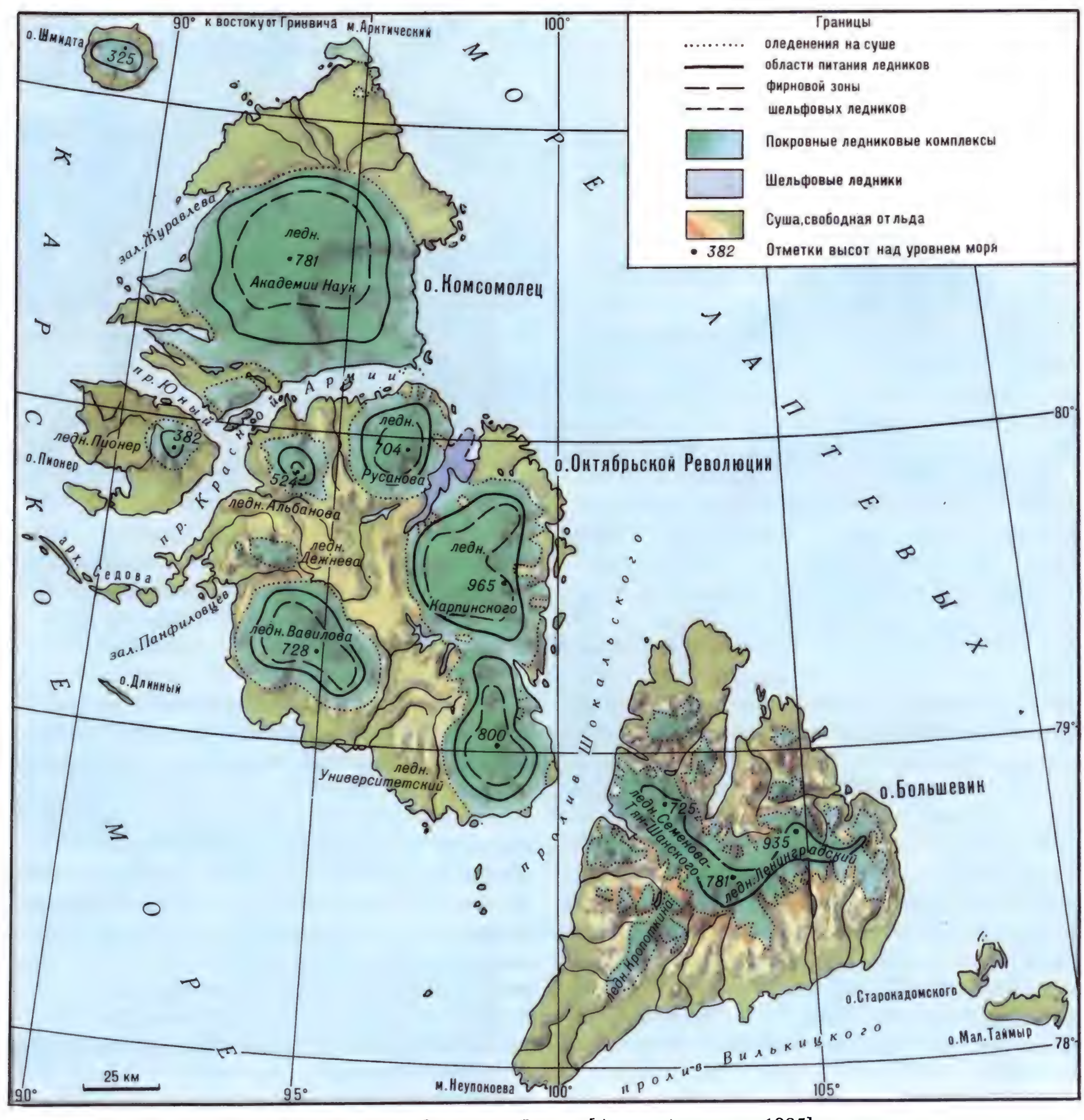
трети площади области питания архипелага. В целом же вся область питания на Земле Франца-Иосифа составляет 44% от общей площади оледенения, а 56% приходится на область абляции.

Верхние горизонты ледниковой толщи в пределах холодной фирновой зоны испытывают частичное прогревание за счет повторного замерзания талых вод, и поэтому температура здесь выше, чем в расположенной гипсометрически ниже зоне ледяного питания. Так, по наблюдениям на *куполе Чюрлёниса* (о. Гукера) в пределах холодной фирновой зоны температура льда на глубине 9 м и более устойчиво держалась −3°, а в зоне ледяного питания на тех же уровнях была −10°.

Немногочисленные сведения о скоростях движения льда ледников Земли Франца-Иосифа свидетельствуют о том, что в ледниковых куполах лед движется со скоростями, меньшими примерно на порядок, чем в выводных ледниках. По измерениям на о. Гукера скорость движения льда в пределах ледникового купола Чюрлёниса не превышала нескольких метров в год, а на выводных ледниках Седова и Юрия достигала 50—60 м в год. Почти все выводные ледники Земли Франца-Иосифа оканчиваются в море, и поэтому скорости движения льда в этих ледниках, как и в выводных ледниках Антарктиды и Гренландии, увеличиваются от истоков вплоть до фронтального обрыва ледниковых языков. В этом отношении они коренным образом отличаются от горных ледников, оканчивающихся на суше, для которых характерно убывание скоростей движения льда от границы питания к концам ледниковых языков. Как и в других ледниковых районах, наблюдается увеличение скоростей движения льда летом и уменьшение зимой. Отмечены также короткопериодические колебания часовых и суточных скоростей движения льда.

Наблюдения за балансом массы льда и соответствующие расчеты свидетельствуют о том, что за 30 лет (с 1930 по 1959 г.) ледниковые покровы Земли Франца-Иосифа ежегодно теряли более 3 млрд т, или 23—24 г/см^2. За 30 лет это соответствует 8-метровому слою льда. Приведенные данные согласуются с эволюцией климатических условий в пределах атлантико-европейской климатической области Арктики [Каталог ледников. 1965; *Гросвальд и др.* 1973].

О. Ушакова находится в Северном Ледовитом океане между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей. Он целиком покрыт льдом — коренные породы нигде не выходят на поверхность. По данным сейсмозондирования, ледниковый покров острова лежит на низменном цоколе из коренных пород, самые высокие части которого поднимаются немногим более 50 м над ур. м., а в ряде мест ложе ледника расположено ниже уровня моря.



Оледенение Северной Земли [Атлас Арктики. 1985]

Ледниковый покров острова представляет собой единый купол площадью 325,5 км². В центре, где толщина льда достигает 250 м, он поднимается почти до 300 м над ур. м. К периферии купола, имеющего в плане слегка овальные очертания, толщина льда постепенно уменьшается. К морю края купола обрываются ледяными стенами высотой от нескольких до 20—30 м. На севере острова незначительно выдвинулся в море конец небольшого выводного ледника.

Остров отличается суровым климатом. Средняя годовая температура воздуха равна −14,5°, а самого теплого месяца (июля) −0,3°. В году не более 20—30 дней с положительной температурой воздуха. Характерны высокая относительная влажность, частые туманы, пасмурная погода. В верхних частях купола выпадает 350—400 мм, на высоте 50 м — около 200 мм осадков в год. Выпадают они преимущественно в твердом виде в осенне-зимние месяцы, когда преобладают юго-восточные ветры. Летнее таяние хотя и кратковременно, но происходит достаточно интенсивно и охватывает всю площадь купола. Поверхность купола выше 150 м занята холодной фирново-ледяной зоной, где ежегодно образуется горизонт фирна с небольшими прослоями инфильтрационного льда. Ниже по склону текут многочисленные мелкие ручьи, талые воды заполняют поры снежного остатка, и при замерза-

нии в этой зоне образуется сплошной слой льда. С краевого обрыва ледникового купола и выводного ледника в море время от времени обрушиваются глыбы льда, образуя небольшие айсберги.

В настоящее время ледниковый покров о. Ушакова не имеет признаков отступания. Прошлая эволюция ледникового покрова неизвестна [Каталог ледников. 1980].

Северная Земля — самый северный архипелаг Азии — расположена между морями Карским и Лаптевых, на юге отделена от п-ова Таймыр проливом Вилькицкого. Архипелаг состоит из 4 крупных островов (Октябрьской Революции, Большевик, Комсомолец и Пионер) и ряда мелких. Северная Земля была открыта в 1913 г. русской гидрографической экспедицией на кораблях «Таймыр» и «Вайгач», впервые исследована и нанесена на карту экспедицией Всесоюзного арктического института в 1930 — 1933 гг. [*Урванцев*. 1935; *Ушаков*. 1951].

Острова сложены интенсивно дислоцированными породами различного состава и возраста — от протерозоя до кайнозоя (песчаниками, сланцами, известняками, доломитами, диабазами, гранитами). Тектонические разломы делят архипелаг на отдельные островные блоки, в частности ими предопределены узкие и глубокие проливы Шокальского и Красной Армии.

Рельеф островов преимущественно платообразный, переходящий на отдельных островах в пологохолмистый и равнинный с останцовыми возвышенностями. Наиболее возвышенные участки островов покрыты ледниками. Вершины ледяных куполов поднимаются до 900 — 950 м на о-вах Большевик и Октябрьской Революции и до 780 м на о. Комсомолец.

Северная Земля по площади оледенения и запасам воды, законсервированной в ледниках, стоит на втором месте в советской Арктике после Новой Земли: ледники занимают примерно половину всей площади островов (Прилож. № 2, табл. 6). Подавляющее большинство их относится к покровному типу и представлено сложными ледниковыми щитами и ледниковыми куполами с выводными ледниками по периферии. Кроме того, довольно много небольших ледников горного типа: долинных, каровых, присклоновых, висячих и др., но на их долю приходится лишь немногим более 1,2% общей площади оледенения.

В Каталоге ледников СССР на Северной Земле выделено 17 ледниковых комплексов, включающих 225 ледников общей площадью 17 180 км^2, в том числе: 51 купол — 13 781 км^2, 99 выводных ледников — 2985 км^2, 3 шельфовых ледника — 258 км^2 и 72 ледника других типов — 157 км^2. Кроме ледниковых комплексов на Северной Земле есть еще 62 ледника площадью 1145 км^2, в том числе 16 простых куполов — 1076 км^2 и 46 ледников горного типа — 69 км^2. Всего же на Северной Земле насчитывается 287 ледников общей площадью 18 325 км^2 (Прилож. № 2, табл. 7).

Ледниковые щиты и купола в их внутренних частях характеризуются платообразной или слабовыпуклой поверхностью, и лишь у краев склоны становятся круче, местами появляются выводные ледники. Сложный подледный рельеф часто не находит отражения в рельефе ледниковой поверхности, что является следствием больших мощностей льда (до 500 — 600 м). Трещины во внутренних частях ледниковых щитов и куполов встречаются редко, в краевых же частях, особенно на языках выводных ледников, трещин много, и они служат препятствием для транспорта. Ряд выводных ледников спускается к морю ледяными обрывами и продуцирует айсберги. Из 500 км общей протяженности ледяных берегов на Северной Земле около 190 км приходится на долю активных фронтальных обрывов ледников. Часть выводных ледников оканчивается на суше. Их концы окаймлены моренными грядами. На о-вах Комсомолец и Октябрьской Революции есть один довольно большой и два небольших шельфовых ледника, получающих питание с ледниковых щитов. Морфология и размеры ледников горных типов почти целиком зависят от орографических условий.

К л и м а т Северной Земли определяется ее высокоширотным положением и влиянием основных барических центров — арктического и сибирского антициклонов, с одной стороны, и Барен-

цево-Карской ложбины Исландской депрессии — с другой. Циклоны проникают на архипелаг со стороны Карского моря в осенне-зимнее время. Антициклональный режим погоды устанавливается обычно в марте — апреле. Циклоны, идущие со стороны Атлантики, приносят пасмурную погоду и осадки, а антициклоны — морозы. На побережье средняя температура самого холодного месяца (февраль) −33°, самого теплого (август) +1,6°. На вершинах щитов и куполов температура воздуха в течение всего года не поднимается выше 0°. Бесснежный период на прибрежных равнинах продолжается 2—2,5 месяца. Осадков здесь выпадает от 100 до 230 мм в год, в том числе до 90 мм в виде снега. На ледяных щитах и куполах до высоты 400 м количество твердых осадков равно примерно 150 мм, а на высотах 750 — 950 м над ур. м. — 450 — 500 мм в год.

Климатические условия определяют высоту границы питания и фирновой линии. Наиболее низкое положение (300 — 370 м) граница питания занимает на о. Шмидта и на *щите Академии Наук* (о. Комсомолец). В юго-восточном направлении уровень границы питания постепенно повышается до 600 м на южном склоне *ледника Ленинградского* (о. Большевик). Фирновая линия лежит всюду выше границы питания на 150 —350 м. Этот интервал занят зоной ледяного питания ледников.

Питание ледников снегом обеспечивается в основном циклонами, которые приходят с запада. На вершине щита Академии Наук аккумуляция составляет 40 — 45 г/см^2 в год, по мере движения на юго-восток она уменьшается до 15 — 20 г/см^2 в год на вершине щита Ленинградского. Аккумуляция на вершинах ледниковых щитов и куполов существенно снижается ветрами, сдувающими снег в депрессии рельефа и в зону абляции. Малая мощность фирна (льдообразование завершается в 2 — 3 года) на ледниках Северной Земли приводит к сильному выхолаживанию ледниковой толщи, и на глубине затухания сезонных колебаний и ниже всегда держится отрицательная температура (в среднем −11,8°), близкая к средней годовой температуре воздуха в данном районе.

В теплое время года таяние захватывает практически всю поверхность ледников Северной Земли, хотя в привершинных частях ледниковых щитов и куполов оно незначительно. По наблюдениям на *куполе Дежнева* (о. Октябрьской Революции), в 1965 г. период таяния продолжался 70 дней (июнь — август). За это время на куполе на высоте 405 м над ур. м. абляция составила 133,4 г/см^2, а у края ледникового купола — 250 — 300 г/см^2.

По наблюдениям за 1974 — 1980 гг., на всей площади *купола Вавилова* (о. Октябрьской Революции) средняя аккумуляция составила 31 г/см^2, а средняя абляция −38 г/см^2, баланс был равен −7 г/см^2 в год. За семилетний период 4 года были с отрицательным балансом и 3 года — с положительным, причем отклонения от средних значений были очень большими (в полтора-два раза). В целом же, хотя и незначительно, убыль льда преобладает над накоплением, и ледники Северной Земли отступают. Средние годовые потери льда составляют около 3 — 4 км^3. Отмечено отступание концов ряда ледников на несколько десятков метров, несколько мелких ледников за последние 30 лет исчезли полностью, а *ледник Кропоткина* на о. Большевик местами отступил на расстояние до 1 км.

Сведения о движении ледников Северной Земли отрывочны и малочисленны. Скорости движения льда в ледниковых куполах и щитах, по-видимому, не превышают первых десятков метров в год, и только отдельные выводные ледники в краевых частях *щита Русанова* и купола Вавилова движутся со скоростями 100 — 150 м в год [*Говоруха*. 1985; Каталог ледников. 1980].

Острова Де-Лонга составляют самую северную группу в архипелаге Новосибирских о-вов. Они лежат далеко от материка и друг от друга и почти круглый год окружены плавучими морскими льдами. Три из них — Беннетта, Генриетты и Жаннетты — представляют собой плато, поднимающиеся на 300 — 400 м над ур. м., и на них есть ледники. На низменных о-вах Жохова и Вилькицкого

оледенение отсутствует. Общая площадь оледенения о-вов Де-Лонга — 80,6 км². Оно относится к покровному типу и представлено ледниковыми куполами и выводными ледниками.

На о. Беннетта три независимых ледниковых купола общей площадью 72,0 км². Самый большой из них в центре острова — *купол Толля* (пл. 54,2 км²) поднимается над прибрежной равниной на 384 м. С него спускаются 3 выводных ледника, два из них достигают уровня моря и продуцируют небольшие айсберги. Площадь *купола Де-Лонга* 13,9 км², он лежит в западной, наиболее высокой части острова и имеет обрывистые края. До моря он не доходит. Небольшой купол (пл. 3,9 км²) расположен на северо-востоке острова, его высшая точка 210 м над ур. м., высота края 100 м [*Картушин*. 1963].

На о. Генриетты площадь оледенения 8,2 км². Ледниковый купол площадью 6,3 км² занимает юго-восточную половину острова. Его высота 310 м над ур. м. Южные и восточные склоны круты и нависают ледяными обрывами над береговыми скалами, высота которых около 200 м. Противоположные склоны полого спускаются к прибрежной равнине. На острове есть еще несколько присклоновых ледников общей площадью 1,9 км².

О. Жаннетты — это скала, поднимающаяся на 350 м над ур. м. На ее вершине лежит маленький ледниковый купол с обрывистыми склонами площадью 0,4 км².

Климат о-вов Де-Лонга суровый арктический. Температура самого холодного месяца (февраль) −27,7°, самых теплых месяцев (июль, август) +0,2°. Количество осадков на побережье около 100 мм в год и от 200 до 400 мм в год в центральных частях ледниковых куполов. Постоянно дуют сильные ветры, зимой южные, летом северные.

По наблюдениям на *куполе Толля,* к началу таяния накапливается 50 —55 см снега при средней плотности 0,33 г/см³, часть снега с купола сдувается ветрами. Таяние, прерываемое заморозками и снегопадами, продолжается с начала июля до конца августа и охватывает поверхность купола полностью. По склонам купола стекают многочисленные ручьи. Граница питания расположена примерно на высоте 200 м. Питание фирново-ледяное и ледяное. В настоящее время ледники находятся в неустойчивом равновесии [*Шумский*. 1949; Каталог ледников. 1981].

Горы Бырранга

Горы Бырранга, представляющие сложную систему хребтов, разделенных широкими долинами, протягиваются через Таймырский п-ов с юго-запада на северо-восток примерно на 700 км. Ледники сосредоточены лишь в северной, самой высокой части гор в истоках рек Жданова, Преградной, Клюевки, Ледниковой, Холодной. В горах Бырранга насчитывается 96 ледников общей площадью 30,5 км². Самый большой из них — *ледник Неожиданный* — имеет площадь 4,3 км², еще 3 ледника крупнее 2 км². Преобладают по площади долинные и переметно-долинные ледники: 28 ледников этих типов занимают 22,1 км². Остальная площадь распределяется между карово-долинными, каровыми, карово-висячими, присклоновыми и кулуарными ледниками. Концы ледников расположены на высотах от 600 до 900 м над ур. м., высшие их точки — от 700 до более 1000 м. Основное питание таймырские ледники получают за счет северо-западных ветров. В приводораздельной зоне гор Бырранга выпадает около 400 — 500 мм осадков в год. Среднее сезонное накопление на поверхности наиболее крупных ледников составляет 40 — 70 г/см². Таяние превышает накопление примерно в 1,5—2 раза. Среднее годовое таяние достигает 100 — 120 г/см². Следовательно, вещественный баланс ледников отрицательный. Как результат этого отмечается значительное отступание ледников гор Бырранга в последние годы. По данным АФС 1960 и 1967 гг. и полевым наблюдениям за 17 лет, к 1977 г. исчезло более десятка карово-висячих, лощинных и кулуарных ледников. Отступание концов долинных, карово-долинных и каровых ледников местами составило 100 — 150 м. Некоторые ледники расчленились на более мелкие [*Говоруха*. 1971; Каталог ледников. 1980].

Раздел 3

ВОСТОЧНОАРКТИЧЕСКИЙ РАЙОН

Район арктического континентального климата, получающий питание с Тихого океана по Чукотской ветви Арктического фронта, с твердыми осадками менее 500 мм/год. Общая площадь оледенения, по разным источникам, от 6,5 до 15 км^2.

Остров Врангеля

О. Врангеля лежит на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей в 130 км от материка. Большая его часть занята горами со сглаженными вершинными поверхностями высотой от 650 до 1000 м над ур. м. Высшая точка острова — г. Советская (1097 м). Горы глубоко расчленены многочисленными долинами и оврагами. Климат острова типичный арктический. На побережье средняя годовая температура воздуха −11,4°, средняя летняя +1,5°. Общее количество осадков 210 — 250 мм в год, из них более 70% выпадает в твердом виде. Средние годовые скорости ветра 5,7 м/с, но около 70 дней в году дуют сильные ветры (15 м/с и более), вызывающие метели. До 85% метелей связано с ветрами с северной составляющей, что вызывает накопление сугробов главным образом на подветренных южных склонах, но более устойчивыми являются скопления снега и льда на северных и северо-западных склонах, где радиационные условия менее благоприятны для их таяния.

Снежники и мелкие ледники на о. Врангеля распространены широко. Большинство из них — это многолетние снежники с ядрами инфильтрационного льда, не имеющие четкого разграничения областей питания и абляции, — в отдельные годы на всей их площади происходит накопление снега, а в малоснежные годы они могут резко сократиться в размерах или полностью исчезнуть. В Каталоге ледников приводятся сведения о 101 снежно-ледовом образовании на о. Врангеля, общая площадь которых 3,5 км^2 [Каталог ледников. 1981].

Хребет Пэкульней и Чукотское нагорье

Сведения о ледниках крайнего Северо-Востока Советского Союза отрывочны. Первые сообщения относятся к 1932 — 1933 гг., когда С. В. Обручев обнаружил небольшой висячий ледник к северу от залива Креста. Ледник расположен на южном склоне на высоте 800 — 1000 м при высоте гребня хребта более 1000 м. Другой ледник был обнаружен в районе г. Белой (1359 м), на хр. Пэкульней, на высоте 1300 м. Позднее на этом хребте, изобилующем альпийскими формами рельефа, было выявлено 7 ледников, преимущественно каровых, общей площадью около 2 км^2 и несколько многолетних снежников.

В восточной части Чукотского нагорья, в бассейне р. Ярганольгат, найден ледник, лежащий в глубоком каре в условиях обильного питания навеянным снегом. Экспозиция ледника северо-восточная. Другой ледник, площадью около 0,5 км^2, расположен на г. Гытхиней (920 м), к северу от Мечигменской губы. Его существование связано с обильными снегопадами, которые вызываются вторжениями влажных воздушных масс со стороны Берингова моря.

Всего в рассматриваемом районе в настоящее время известно 10 ледников общей площадью около 3 км^2. Морены у концов ледников с линзами погребенного льда свидетельствуют об их современном отступании [*Васьковский*. 1955].

Глава 2

СУБАРКТИЧЕСКИЙ ПОЯС

Раздел 1

СЕВЕРОЕВРОПЕЙСКИЙ РАЙОН

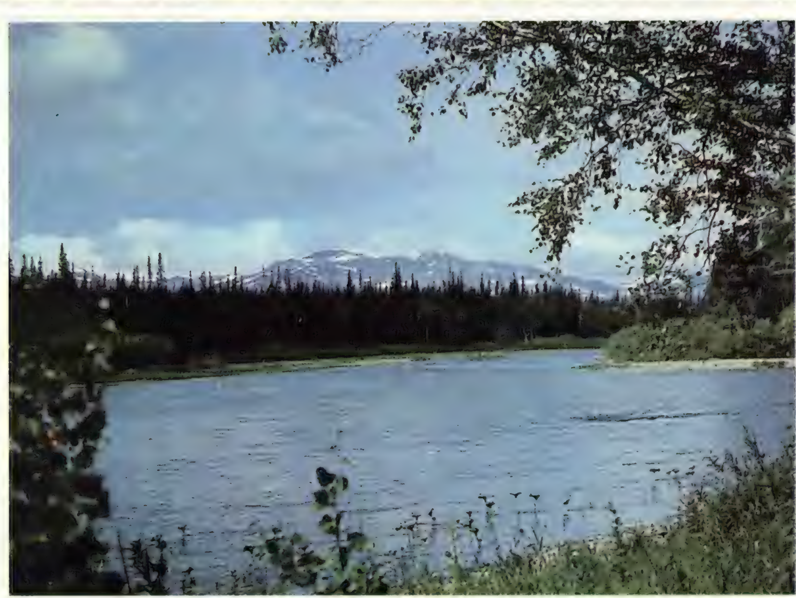
Это — район субарктического морского климата с питанием, поступающим с Атлантического океана в основном по Исландско-Карской ветви Арктического фронта, с твердыми осадками 1000—1500 мм в год, с морским набором зон льдообразования. Общая площадь оледенения 28,8 км^2.

Урал

Уральские горы, образующие границу Европы и Азии на протяжении более



Каровый ледник Хмурый. Урал. Фото Е. К. Осипова



Самый южный очаг оледенения на Урале — хребет Тельпос-Из. На переднем плане р. Щугор. Фото Е. К. Осипова

чем 2000 км, вытянуты с севера на юг от берегов Северного Ледовитого океана до пустынь Приаралья и отличаются большим разнообразием физико-географических условий. Долгое время ученые считали, что ледников на Урале нет и быть не может из-за небольшой высоты гор и континентальности климата. Но это оказалось не так. К северу от 63°50′ с. ш. (на Северном, Приполярном и Полярном Урале) современных ледников довольно много, хотя они и невелики по площади. Их существование связано с характерными особенностями рельефа и климата северных частей Уральской горной системы, где широко распространены формы ледниковой скульптуры, оставшиеся от более обширного древ-



Фототеодолитный отряд на одном из уральских ледников. Фото В. Брель



Типичный каровый ледник Урала — ледник Обручева

него оледенения, — кары, острые пики и гребни, троги. В днищах каров и трогов много озер. Рельеф альпийского типа особенно характерен для горных хребтов, лежащих к западу от водораздела, но кары расположены в основном на восточном, северо-восточном и юго-восточном склонах этих хребтов. Соответственно таково же расположение современных ледников, занимающих часть этих каров. Причина в том, что господствующие западные влагонесущие воздушные потоки с Атлантического океана оставляют основную массу осадков к западу от главного водораздела, но снег за счет метелевого переноса концентрируется преимущественно в полых формах рельефа подветренных восточных склонов, обеспечивая питанием современные ледники, которые существуют благодаря этому на 800—1200 м ниже климатической снеговой границы.

О ледниках на Полярном Урале впервые упоминает С. В. Керцелли [1911] со слов оленевода Е. Терентьева: «Есть у нас на Камне места, где снег никогда не тает, и там уже не снег, а такой твердый лед, что его только топор берет, а снега и льда не видно, потому что сверху завалены мелкими каменьями, а внизу, где кончается лед, в нем большая дыра, как пещера, и оттуда течет речка. Длиною такие места бывают больше версты, и знаю я несколько таких мест, и одно не менее полутора верст длиною» [*Керцелли.* 1911. С. 40]. На Приполярном Урале ледники были открыты геологом А. Н. Алешковым в 1929 г. Во время 2-го МПГ в районах гор Сабля и Народная проводились наблюдения [*Алешков.* 1931, 1935; *Боч.* 1935].

В конце 40-х — начале 50-х годов на Приполярном и Полярном Урале было открыто несколько десятков новых ледников и доказано, что это не реликты древнего оледенения, а полнокровные современные ледники [*Долгушин.* 1949, 1963б; *Долгушин, Кеммерих.* 1957]. Самый южный из уральских ледников был обнаружен на хр. Тельпос-Из, в 30 км к югу от главной вершины, в глубоком каре восточной экспозиции, и назван «Хмурый» [*Долгушин, Осипова.* 1979].

В период МГГ и в последующие годы на Полярном Урале действовала гляциологическая станция Института географии АН СССР, в результате работ которой был значительно расширен список, были выяснены основные особенности режима и подтверждены выявленные ранее закономерности размещения уральских ледников.

В настоящее время на Урале известно 143 ледника общей площадью 28,7 км^2. В том числе на Полярном Урале — 91 ледник площадью 20,8 км^2, на Приполярном и Северном Урале — 52 ледника площадью 7,9 км^2. Около 90% всех ледников расположено на склонах восточных румбов. Как по числу, так и по площади преобладают каровые и карово-долинные ледники. Их толщина от 50—80 до 100—140 м. Толщина присклоновых ледников невелика — 20 м. Объем льда в уральских ледниках 0,75 км^3 (Прилож. № 2, табл. 8).

По данным снегомерных съемок, на 67°05′ с. ш. снегонакопление в осевой зоне гор в среднем составляет 600—800 мм в год, а в отдельные годы до 1000 мм в слое воды. К востоку от водораздела снегонакопление падает до 100—200 мм в год. По данным горно-долинной станции Большая Хадата (230 м над ур. м.), годовое количество осадков в районе водораздела составляет от 530 до 860 мм, в том числе твердых — от 320 до 540 мм. К западу от водораздела на уровне гребней хребтов осадков выпадает до 1200—1500 мм в год, но даже этого их количества недостаточно для существования ледников — это много меньше, чем может стаять. Существование уральских ледников возможно лишь благодаря концентрации огромных масс метелевого и лавинного снега в глубоких карах восточных подветренных склонов. Так, на *ледниках ИГАН* и *Обручева* снегозапасы в отдельные годы составляли от 1100 до 3700 мм в слое воды. Близ задних стенок каров толщина снега доходила до 8—12 м, а иногда и более (4500—5000 мм слоя воды!).

В районе метеостанции Большая Хадата средняя годовая температура воздуха колеблется от −4,6° до −8,2°. Средняя температура самого холодного месяца от −10,9° до −26,7°, самого теплого — от +10,9° до +14°.

Абляция на языке ледника ИГАН (830 м над ур. м.) за период с 1958 по 1964 г. была равна в среднем 312 г/см^2 в год с колебаниями в отдельные годы от 170 до 380 г/см^2. Доля солнечной радиации в таянии снега и льда составила в среднем 60%, турбулентного тепла — 40%.

Соотношение областей питания и расхода на ледниках Полярного Урала меняется очень сильно. В отдельные годы вся поверхность ледников освобождается от сезонного снега, а в другие годы, наоборот, снежный покров лежит до поздней осени и лед нигде не выходит на поверхность. Это находит отражение в хорошо выраженной слоистости их толщи. На поверхности слои находят отражение в виде огив.

По температурному состоянию уральские ледники теплые. В области аккумуляции на глубине 7 м наблюдается уже нулевая температура, а в области абляции на той же глубине она −1,7°, на глубине 25 м −0,7°, а на глубине 45—55 м −0°. На уральских ледниках распространены теплая фирновая, фирново-ледяная и ледяная зоны льдообразования.

Скорости движения ледников небольшие (4—5 м/год), но они производят большую экзарационную работу, о чем свидетельствуют выпаханные ими глубокие ниши каров и морены у их концов. Многие каровые ледники окаймлены боковыми и конечными моренами с ледяными ядрами. Высота некоторых морен достигает нескольких десятков метров.

На ледниках Обручева и ИГАН с 1959 г. производились детальные балансовые наблюдения, а на леднике ИГАН баланс массы был рассчитан за 146 лет — с 1818 по 1963 г. Из них 74 года баланс массы был отрицательным, 65 лет — положительным и 7 лет — нулевым. В целом за этот период расход преобладал над приходом, и ледник стал тоньше примерно на 20 м (16,4 м в слое воды). По аэрофотогеодезическим наблюдениям, с 1953 по 1958 г. поверхность нижней части ледника понизилась на 11,5 м, в верхней части области абляции — на 2,5—6 м и в нижней части зоны аккумуляции — на 5—9,5 м [*Троицкий и др.* 1966].

За период с 1959 по 1975 г. на ледниках Обручева и ИГАН баланс массы в целом был слабо отрицательным (−1,1 г/см^2 в год), но его колебания от года к году были значительными (от+249 до −181 г/см^2). На том и другом ледниках до 1965 г. баланс был отрицательным (−54 и −55 г/см^2 в год), с 1966 по 1975 г. — в среднем положительным (+37 и +50 г/см^2 в год) [Fluctuations... 1985]. В общем можно сказать, что ледники Урала чутко реагируют на колебания условий погоды в отдельные годы, но в целом довольно устойчивы. Хотя они и отступают в течение последних 150 лет, их отступание не является катастрофическим и в ближайшие десятилетия им не угрожает полное исчезновение. Большинство ледников еще не оторвалось от конечных морен «малого ледникового периода», хотя на их концах за моренами с ледяными ядрами образовались озера [*Долгушин.* 1949; Каталог ледников. 1966; *Троицкий и др.* 1966].

Хибины

В Хибинском горном массиве на Кольском п-ове обнаружено 4 маленьких ледника общей площадью 0,1 км². Они расположены на высоте 900—1100 м над ур. м., на 600 м ниже теоретической снеговой линии. Они, как и уральские ледники, обязаны своим существованием навеванию метелевого снега в ниши подветренных склонов. Тип льдообразования ледяной. Толщина ледников не более 10 м [Каталог ледников. 1966].

Раздел 2
СРЕДНЕСИБИРСКИЙ РАЙОН

Это район субарктического климата, получающий питание с Атлантического океана по арктическому фронту, с твердыми осадками менее 1000 мм в год, с континентальным набором зон льдообразования. Общая площадь оледенения 23,9 км².

Плато Путорана

Плато Путорана — наиболее высокая часть Среднесибирского плоскогорья, поднимающаяся над Западно-Сибирской равниной почти на полуторакилометровую высоту. Западные склоны плато изрезаны глубокими крутосклонными долинами преимущественно широтного направления, многие из которых заняты озерами (Лама, Мелкое, Глубокое, Собачье, Кета и др.), относящимися к бассейну р. Пясины. В карах и на структурных уступах горных гребней, разделяющих эти озера, сосредоточено большинство ледников плато Путорана, и только три из них находятся в бассейне р. Хатанги. Всего на плато Путорана 22 ледника общей площадью 2,54 км². Ледники очень маленькие, крутые, без заметной дифференциации на области питания и расхода (в отдельные годы ледники могут полностью освобождаться от снежного покрова, в другие же годы снег покрывает их целиком до поздней осени). Питание ледников обеспечивается главным образом навеянным снегом с господствующими здесь юго-западными ветрами, приносящими влагу с Атлантики. Соответственно все ледники района расположены на северо-восточных склонах в благоприятных условиях для концентрации метелевого снега. А метели здесь бывают очень сильные — средняя годовая скорость ветра даже у подножия гор превышает 6 м/с, в горах она много выше.

Осадков на западной стороне гор на высоте 1000—1500 м выпадает более 1000 мм в год, из них почти половина в твердом виде. В восточном направлении количество осадков быстро уменьшается до 300 мм в год. С этим, по-видимому, связано более низкое положение ледников на юго-западных отрогах плато по сравнению с его северо-восточным склоном. Так, на хребтах юго-западного склона, разделяющих названные выше озера (бассейн р. Пясины), средняя высота концов ледников 840 м, а на северо-восточном склоне плато, в истоках левых притоков р. Хатанги, — 1390 м. Преобладают присклоновые ледники на стенках древних каров. Собственно каровых ледников только два, и один, самый крупный, — карово-долинный (дл. 0,7 км, пл. 0,33 км²). С начала 50-х годов XX столетия не было замечено каких-либо изменений размеров посещавшихся ледников [*Пармузин.* 1959; Каталог ледников. 1981].

Хребет Орулган

Хр. Орулган расположен к востоку от нижнего течения р. Лены в системе Верхоянского хр. Его длина по меридиану около 350 км, ширина до 160—200 км. Высшая точка — вершина в истоках р. Тара-Сала — 2389 м. Ледники на хр. Орулган распространены вдоль его водораздельного гребня на участке протяженностью 185 км от верховьев р. Соболол, правого притока р. Лены, на юге до верховьев р. Матага, бассейн р. Омолоя, на севере. Западные склоны хребта глубоко расчленены, изобилуют карлингами, острыми гребнями и глубокими карами. Расчленение восточного склона менее значительно, рельеф здесь более спокойный. Всего на хр. Орулган обнаружено 74 ледника общей площадью 18,38 км². Большинство ледников каровые и карово-долинные (54 ледника об-

щей площадью 12,54 км^2). Самый крупный из них — *ледник Колосова* переметно-долинного типа, имеющий площадь 4,22 км^2. Восточная часть ледника площадью 2,8 км^2, длиной 3,5 км относится к бассейну р. Омолоя, а западная часть площадью 1,42 км^2 и длиной 2,6 км — к бассейну р. Лены.

Максимальная толщина льда около 50 м. Концы ледников спускаются в разных частях хребта до 1530—1890 м над ур. м. Большинство из них имеет северную и северо-восточную ориентации, хотя на западном склоне хребта осадков выпадает больше. Очевидно, преимущественное расположение ледников в карах северной и северо-восточной экспозиций связано с лучшими условиями снегонакопления на подветренных склонах (преобладают ветры западных направлений) и с большей затененностью от солнечных лучей. Концентрация снега в карах происходит также за счет лавин с их склонов.

Высота фирновой линии сильно меняется от года к году в зависимости от условий снегонакопления. В отдельные годы ледники на всей площади освобождаются от снежного покрова. Льдообразование происходит по типу «холодной инфильтрации» и путем ледяного питания. Фирн в течение одного-двух сезонов превращается в лед. Концы некоторых ледников обрамлены моренами. Судя по положению конечных морен, большинство ледников хр. Орулган в настоящее время находится в стационарном состоянии [*Башлавин*. 1970].

В **Хараулахских горах** — северном отроге Верхоянского хр. есть несколько небольших каровых ледников общей площадью около 3 км^2 [*Васьковский*. 1955].

Раздел 3
ВОСТОЧНОСИБИРСКИЙ РАЙОН

Это район субарктического континентального климата, получающий питание с циклонами с Охотского и Японского морей, с осадками до 580 мм в год, с континентальным набором зон льдообразования. Общая площадь оледенения 356,9 км^2.

Хребет Черского

Хр. Черского — сложная горная система, состоящая из ряда параллельных хребтов, вытянутых с северо-запада на юго-восток от среднего течения р. Яны до истоков р. Колымы. Общая протяженность горной системы Черского около 1000 км при ширине до 300 км. Хребты в осевой зоне горной системы достигают высот 2500—2600 м. Наибольшую высоту имеет центральная часть Улахан-Чистайского хр., где поднимается самая высокая вершина Северо-Востока Советского Союза — г. Победа (3147 м). В этом горном узле, известном под названием Боурдахского массива, еще несколько вершин превышают 3000 м.

В пределах Боурдахского массива и других высоких хребтов рельеф отличается глубоким расчленением с относительными превышениями до 800—1000 м и ярко выраженным альпийским обликом, острыми пиками и гребнями, карами и ущельями, преобразованными в троги. Альпийские формы рельефа лучше выражены в местах распространения твердых изверженных пород. Кроме того, в горной системе Черского широко развиты обширные высоко поднятые плато, разделенные глубокими тектоническими впадинами. В межгорных впадинах, в крупных речных долинах и в некоторых карах встречаются озера. Большинство из них или подпружены мореной или термокарстовые.

Характерной особенностью территории горной системы Черского является широкое распространение в речных долинах ниже концов ледников и в межгорных впадинах наледей (тарынов), подавляющее большинство которых питается грунтовыми водами в условиях глубокого промерзания грунтов. Крупнейшая из наледей на р. Моме (Момский Улахан-Тарын) имеет площадь в разное время года от 76 до 112 км^2 при средней мощности около 4 м. Всего же в горной системе Черского ежегодно формируется более 900 наледей общей площадью около 2300 км^2, мощностью в начале лета от 2 до 10 м. Большинство наледей образуется в высотном поясе от 400 до 1600 м, но многие из них начинаются сразу же ниже концов ледников.

Горная система Черского расположена в континентальной субарктической зоне с суровыми климатическими условиями. Зимой преобладает антициклональный режим с ясной погодой и очень низкими температурами воздуха: до 4 месяцев в году средние месячные температуры воздуха держатся ниже −40°. Летом, наоборот, характерны высокие температуры воздуха. Средняя температура июля в северной части района +12°, в южной +16°. Абсолютный минимум −71°, абсолютный максимум +34°. Годовая амплитуда колебаний температуры воздуха достигает 100°.

Годовое количество осадков не превышает 200—300 мм, выпадают они главным образом в теплую половину года. Но следует сказать, что приведенные метеорологические характеристики относятся лишь к долинам рек и межгорным котловинам, расположенным на высотах от 330 до 800 м над ур. м. В высокогорном поясе гор Черского метеостанций нет, но, судя по отрывочным экспедиционным наблюдениям, климат здесь менее континентален, но не менее суров, чем в межгорных котловинах. На высоте 2000 м (наименьшая высота, до которой спускаются концы ледников) продолжительность безморозного периода не более 45—50 дней в году, но и в это время возможны заморозки. Вместе с тем осадков на этой высоте выпадает примерно вдвое больше, чем зарегистрировано метеостанциями в межгорных котловинах. В области аккумуляции осадков на ледниках должно выпадать еще больше. Этим, собственно, и объясняется существование ледников в горной системе Черского. Имеет значение также концентрация метелевого и лавинного снега в отрицательных формах рельефа и теневое положение ледников в глубоких карах северных экспозиций.

В горной системе Черского очаги современного оледенения разбросаны на обширной территории. Большинство ледников, в том числе и наиболее крупных, сосредоточено в Улахан-Чистайском, Догдо-Чемалгинском и Чибагалахском хребтах. Кроме того, небольшие группы ледников встречаются в хребтах: Онельском, Порожном, Силяпском, Момском, Иркитском, Тас-Хаяхтах и др. Подавляющее большинство ледников относится к бассейну р. Индигирки, несколько десятков — к бассейну р. Яны и 3 ледника — к бассейну р. Колымы. Всего в горах Черского насчитывается 372 ледника общей площадью 155,3 км^2. Из них 147 ледников имеют размеры менее 0,1 км^2 и занимают в общей сложности 9 км^2. На долю ледников площадью 0,1 км^2 и более приходится 60% от общего числа и около 94% общей площади. Распределение ледников по морфологическим типам отражено в Прилож. № 2, табл. 9.

Размер среднего ледника долинного типа около 2 км^2, а ледников каровых и карово-долинных — 0,5 км^2. На эти группы морфологических типов ледников приходится более 80% общей площади оледенения. По этим показателям оледенение горной системы Черского близко к оледенению хр. Сунтар-Хаята, с которым оно имеет много общего и по режиму ледников.

Фирновая линия в пределах горной системы Черского проходит в разных ее частях и на склонах разных экспозиций на высотах от 2150 до 2500 м, но на большинстве ледников она лежит на высоте 2200—2300 м над ур. м.

Характерна приуроченность ледников к склонам северных румбов. На северных, северо-восточных и северо-западных склонах расположено около 90% всех ледников региона. Исключение представляет Боурдахский массив на Улахан-Чистайском хр., где крупные ледники радиально растекаются от г. Победа, высшей точки хребта. Верховья этих ледников почти сливаются — их разделяют лишь узкие скалистые перемычки. Крупнейшие ледники не только этого района, но и всей горной системы Черского, — *ледники Обручева* (дл. 8,6 км, пл. 7,6 км^2), *Сумгина* (дл. 6,8 км, пл. 3,7 км^2), *Мельникова* (дл. 5,1 км, пл. 3,4 км^2) и, наконец, самый крупный из них — *ледник Цареградского* (дл. 8,9 км, пл. 12,0 км^2). Эти ледники начинаются в обширных сложных цирках и имеют хорошо развитые длинные языки, спускающиеся до отметок 1500—1600 м. Большинство же менее крупных ледников или не выходят за пределы отдельных каров, или же их короткие

языки занимают самые верхние части долин, расчленяющих склоны хребтов.

Ледниковые языки, как правило, окаймлены боковыми моренами, а на сложных ледниках есть срединные морены. У концов ледников боковые и срединные морены объединяются в конечно-моренные комплексы. В целом по горной системе Черского мореной покрыто 13% общей площади оледенения. Ниже концов ледников до высот 1200—1300 м над ур. м. под моренами предыдущих стадий более обширного оледенения во многих местах сохранились погребенные льды. Их вытаивание приводит к формированию различных форм термокарста. Ископаемые льды распространены и ниже, но они имеют инъекционное происхождение и с ледниками непосредственно не связаны.

Сведения об аккумуляции и абляции на ледниках горной системы Черского очень отрывочные. Наблюдения проводились в 1971 и 1972 гг. на ледниках Обручева и Сумгина. По данным снегомерной съемки в фирновой области ледника Обручева, проведенной в июне 1972 г., средняя толщина снежного покрова составила 135 см при плотности 0,30—0,35 г/см^3. Таяние снега здесь начинается во второй половине июня и заканчивается в конце первой декады августа. В области абляции ледника Обручева среднее стаивание льда с 29 мая по 24 августа 1972 г. составило 94 см; на леднике Сумгина с 5 июня по 24 августа — 105 см. Эти цифры дают общее представление о порядке величин аккумуляции и абляции, но по ним судить о вещественном балансе ледников нельзя. В области питания ледников преобладает фирново-ледяной тип льдообразования — лед образуется путем замерзания талой воды, заполняющей поры в снежно-фирновой толще. Ледники холодные — на глубине 10 м температура льда близка к −8°. Скорости движения льда небольшие. Вехи на леднике Обручева за 87 дней продвинулись на 0,4—3,3 м, на леднике Сумгина за 84 дня — на 2,4—4,6 м.

В последнее время ледники горной системы Черского сокращаются, о чем свидетельствуют высокие береговые морены и тримлайны и отступание концов ледников от конечных морен.

Доля ледникового стока в общем стоке рек горной системы Черского незначительна. Так, в годовом стоке р. Индигирки, в бассейне которой расположено подавляющее большинство ледников, доля ледникового стока около 6%, а в период наиболее интенсивного таяния (июль, август) — 11,4%. Наледи не увеличивают и не уменьшают годовой сток рек, а только перераспределяют его с холодного сезона года на теплый [*Шенкман*. 1979; Каталог ледников. 1981].

Хребет Сунтар-Хаята

Хр. Сунтар-Хаята протягивается с северо-запада на юго-восток, образуя тройной водораздел между бассейнами рек Индигирки (реки Сунтар, Конгор, Куйдусун, Лабынкыр) на северо-востоке, Алдана (реки Юдома, Тыра, Халыя) на западе и истоками рек Охота, Кухтуй, Ульбея, относящихся к бассейну Охотского моря, на юге. Протяженность хребта около 200 км, ширина горной полосы 40—50 км. Гребень главного хребта поднимается до 2500—2900 м. Высшая точка — г. Мус-Хая (2959 м). В центральной части горного поднятия возвышается пик Берилл (2933 м), от которого на юг отходит Юдомский хр., не уступающий по высоте главному. Рельеф хребтов Сунтар-Хаята и Юдомского преимущественно альпийского типа — острые гребни и пики чередуются с глубокими ущельями и карами, многие из которых заняты ледниками и снежниками.

В долинах и котловинах района климат резко континентальный. Так, в Оймяконской впадине (740 м над ур. м.) средняя температура самого холодного месяца (январь) −50,0°, а минимальная зафиксированная температура −67,8°. Средняя температура самого теплого месяца (июль) +14,5°, а средняя температура года −16,6°. Годовое количество осадков 210 мм. С высотой амплитуды колебаний температуры воздуха быстро убывают и на высоте, где расположены нижние части ледниковых языков, зима значительно мягче, чем в Оймяконе, а лето короче и прохладнее. По данным метеостанции Сунтар-Хаята (2070 м над ур. м.), температура самого холодного

месяца (январь) −28,0°, самого теплого (июль) +6,5°, года −13,8°. Годовое количество осадков 576 мм, из них 60% выпадает в твердом виде. В горах зимой и летом облачность и скорости ветра значительно больше, чем в предгорьях и в Оймяконской котловине. Атмосферные осадки в гляциальной зоне выпадают главным образом весной, летом и осенью, что связано с циклонической и муссонной циркуляцией воздушных масс. Направление влагонесущих потоков преимущественно западное, но периодически случаются прорывы влажных воздушных масс с юго-востока, со стороны Охотского моря. Короткое лето с низкими температурами воздуха и обильные твердые осадки не только в холодное, но и в теплое время года создают благоприятные условия для существования ледников.

В горах Сунтар-Хаята насчитывается 208 ледников общей площадью 201,6 км^2, объемом около 12 км^3. Ледники распределяются неравномерно как по территории гор, так и по бассейнам рек. Большинство ледников сосредоточено в трех наиболее высоких горных массивах:

1) район горного узла на стыке главного водораздельного гребня хр. Сунтар-Хаята с Юдомским хр.;

2) район горного узла в северо-западной части хр. Сунтар-Хаята с вершинами Мус-Хая и Палатка (2944 м);

3) район горных вершин Раковского (2889 м), Обручева (2741 м) и Васьковского (2790 м) на Юдомском хр., к югу от его соединения с главным водораздельным гребнем. Больше половины всех ледников относится к бассейну р. Индигирки. Остальные ледники распределяются примерно поровну между бассейнами р. Алдана и Охотского моря. По числу преобладают каровые, карово-долинные и висячие ледники, но по занимаемой площади первенство принадлежит немногочисленным долинным и сложным долинным ледникам (Прилож. № 2, табл. 10).

Самый большой сложный долинный ледник расположен на восточном склоне Юдомского хр., в районе пика Васьковского, и относится к бассейну р. Делькю-Охотская. Его длина 7,2 км, площадь 7,5 км^2. Вторым по величине (6,9 км^2) и третьим по длине (5,3 км) является ледник Берилл в районе одноименного пика, в бассейне рек Кагань — Юдома — Алдан. В районе г. Мус-Хая расположено целое созвездие крупных ледников, дающих сток в р. Бургали (бассейн р. Индигирки). Это — Большой Мус-Хая (дл. 5 км, пл. 4,2 км^2), Клюкина (длина 4,8 км, площадь 4,1 км^2) и др.

Подавляющее большинство ледников (82%) расположено на склонах северных румбов, что связано с более благоприятными для существования ледников условиями — ледники этих экспозиций в период абляции получают меньше солнечной радиации, чем ледники, ориентированные на юг, юго-восток и юго-запад.

На хр. Сунтар-Хаята ледники занимают высотный пояс между 1990 и 2770 м над ур. м. Средняя высота концов ледников 2120 м, высших точек ледников — 2650 м. Ниже всего спускаются концы крупных простых долинных и сложных долинных ледников.

Высота фирновой линии в разных частях горной системы колеблется от 2230 до 2440 м, средняя высота — 2350 м. Правильнее было бы говорить не о фирновой линии, а о границе питания, так как здесь господствующим типом льдообразования является ледяной, при котором вся толща фирна и снега в области питания в период абляции пропитывается талой водой, и снежно-фирновая толща в течение одного, максимум двух лет превращается в лед. В результате поверхность области питания оказывается к концу периода абляции сложенной не фирном, а льдом, как и области расхода.

Ледники хр. Сунтар-Хаята по температурному состоянию относятся к холодным, что характерно для территорий с резко континентальным климатом. На глубине затухания сезонных колебаний температура льда составляет −9,7°. Низкие отрицательные температуры сохраняются до ложа ледников. Вследствие этого подледный сток отсутствует, осуществляется только поверхностный сток талых вод.

Кары, цирки и верхние части трогов, которые полностью или частично занимают современные ледники, унаследованы от предшествовавшего им более обширного оледенения. Морфология по-

верхности ледников, как правило, в сглаженном виде отражает морфологию подстилающей поверхности. Так, продольные профили долинных ледников имеют ступенчатое строение, свидетельствующее о наличии ригелей на их ложе. На крутых участках ледников формируются трещины, обусловленные ускорением движения льда, а пологие участки характеризуются более монолитной поверхностью. Зимой на обнаженных от снега поверхностях льда образуются морозобойные трещины, которые в период абляции обычно «залечиваются», так как заполняющая их талая вода вновь замерзает. Верховья многих ледников окаймлены подгорными трещинами (бергшрундами). Скорости движения льда не превышают 10 м/год.

По наблюдениям в период МГГ (1957—1958) и позднее, знак вещественного баланса ледников хр. Сунтар-Хаята от года к году менялся, но в целом за период с 1957 по 1970 г. он был отрицательным. О медленном сокращении ледников свидетельствует также отступание концов ряда ледниковых языков за тот же период на расстояния от 15 до 50 м. Из сопоставления АФС 1943 г. с более поздними видно, что сокращение оледенения примерно теми же темпами происходило на протяжении всего 25-летнего периода — с 1943 по 1969 г. В частности, репрезентативный ледник в районе г. Мус-Хая за этот период терял в среднем 0,17 млн т льда в год (общая убыль за весь период составила 4,24 млн т).

В горах Сунтар-Хаята кроме ледников широко распространены многолетние снежники площадью от 0,03 до 0,26 км^2. В Каталоге учтено 37 крупных снежников общей площадью 3,79 км^2. Они, как и ледники, почти все расположены на склонах, обращенных на север, северо-запад и северо-восток. Большинство из них лежит в высотном интервале от 1800 до 2600 м. На аккумулятивных снежниках, как и на ледниках, господствует ледяной тип льдообразования, и поэтому они почти целиком состоят из льда. Отличие их от типичных ледников не в строении, а в отсутствии самостоятельного движения.

Характерной особенностью хр. Сунтар-Хаята, как и всего Северо-Востока Советского Союза, является широкое распространение крупных, часто многолетних наледей (тарынов). Широкое развитие крупных наледей предопределено тектоническими разломами, по которым подмерзлотные воды выходят на поверхность. Наледи часто образуются вблизи концов ледников.

Сток рек, берущих начало в хр. Сунтар-Хаята, определяется снежным (сезонный снег), дождевым, наледным и ледниковым питанием. Доля ледникового стока по выходе из гор всего около 1%, доля наледного стока — до 4%.

[*Корейша.* 1963; *Граве и др.* 1964; Каталог ледников. 1977].

Раздел 4
ТИХООКЕАНСКИЙ РАЙОН

Это район субарктического морского климата с питанием осадками с Тихого океана по северной ветви полярного фронта, с твердыми осадками 1000—3000 мм в год, с морским набором зон льдообразования и переходным от морского к континентальному типом структуры теплового баланса. Общая площадь оледенения 1165,8 км^2.

Камчатка

Камчатка — большой гористый полуостров, соединенный с материком к северу от 60° с. ш. сравнительно узким перешейком — Парапольским долом. На западе берега Камчатки омывает Охотское море, на востоке — Тихий океан и Берингово море. Протяженность Камчатки с северо-востока на юго-запад около 1200 км, максимальная ширина 450 км. Основные горные сооружения на нем — это Срединный хр. с высшей точкой влк. Ичинским (3621 м) и параллельный Срединному хр. Восточный хр. с высотами до 2500 м. Их разделяет обширная Камчатская депрессия, занятая долиной р. Камчатки. Восточный хр. состоит из нескольких частей, разделенных понижениями. В северной части Камчатской депрессии расположено вулканическое плато высотой 1000—1100 м. Над ним возвышаются гигантские вулканические конусы: Ключевская Сопка



Ледники и вулканы Камчатки.
Фото Я. Д. Муравьева

(4850 м), Камень (4575 м), Ближняя Плоская (4108 м) и др. Все они периодически проявляют активность. К югу от Ключевской группы вулканов вдоль всего восточного побережья Камчатки поднимаются многочисленные вулканы: Шиш (2346 м), Кизимен (3375 м), Авачинский (2741 м) и др. К северу от Ключевской группы вулканов на левобережье широтного отрезка р. Камчатки находится действующий влк. Шивелуч (3283 м). Много потухших вулканов на Срединном хребте. Именно вулканы, потухшие и действующие, являются основными центрами современного оледенения.

Камчатка расположена в средних широтах (ее северная часть соответствует широте Ленинграда, а южная — Киева), но климат ее отличается значительно большей суровостью, обусловленной положением на рубеже восточноазиатского антициклона с барическим минимумом северо-западной части Тихого океана. Формируется муссонная циркуляция атмосферы — зимой сухие холодные ветры дуют с материка, а летом прохладные влажные ветры — с океана. Летом сказывается также охлаждающее влияние Охотского и Берингова морей. Вместе с тем Камчатка расположена в области интенсивной циклонической деятельности. Частые вторжения циклонов нарушают муссоную циркуляцию, и под их влиянием зима на Камчатке мягче, чем на материковом побережье Охотского моря. Средняя годовая температура воздуха на севере полуострова около −4°, на юге — от 0° до +3°. Практически на всей территории Камчатки зимой возможны оттепели. Самым холодным является охотское побережье полуострова. Средняя температура воздуха в Усть-Большерецке в феврале −15,1°, в августе +12°. В Охотском море до конца июня плавают льды. Осадков зимой мало, летом много, часты туманы. Восточное побережье зимой теплее, чем западное. В районе Петропавловска-Камчатского средняя температура февраля −11°. Но лето и здесь прохладное (средняя температура августа +11,9°), осадков выпадает много — в среднем 800 мм в год, максимум — 1800 мм в год. Из них значительная часть в виде снега. В Камчатской депрессии климат более континентальный — зима морозная, лето более теплое, чем на побережье. Так, в Милькове средняя температура января −25°, июля +16°. В горах постоянно работающих метеостанций нет. Можно ожидать увеличения осадков, особенно твердых, с высотой. Снежный покров в горах на высотах более 1500 м устанавливается на севере полуострова в начале, а на юге в конце сентября. Ложится он очень неравномерно. Наиболее многоснежным является восточное побережье, где средняя высота снежного покрова в предгорьях и на склонах гор 240—260 см. В распределении и перераспределении снега большую роль играют ветры, которые бывают особенно сильными в холодное время года. Летом преобладает пасмурная погода, что снижает интенсивность таяния снега. В целом климат горных территорий Камчатки благоприятен для существования ледников.

Камчатка по площади оледенения занимает первое место в субарктическом поясе Советского Союза. Здесь насчитывается 405 ледников общей площадью

874,1 км^2, не считая тех, площадь которых менее 0,1 км^2. Возможно, что площадь оледенения и более значительна, поскольку многие ледники покрыты продуктами вулканических извержений и плохо распознаются на аэрофотоснимках, по материалам дешифрирования которых производилась каталогизация ледников региона.

Занятая ледниками площадь примерно поровну делится между Срединным хр. и Юго-Восточной Камчаткой (Прилож. № 2, табл. 12). Оледенение каждого из этих районов отличается своими особенностями как по морфологии, так и по режиму ледников.

Срединный хр., сложенный породами осадочного и вулканогенного комплексов, в верхнечетвертичное время подвергался обширному оледенению, оставившему свои следы в виде многочисленных каров, цирков и трогов, врезанных в сглаженные вершинные поверхности среднегорного типа. В северной части хребта формы вулканического рельефа почти полностью стерты, и вместилищами ледников служат экзарационные формы четвертичного оледенения. В средней по простиранию наиболее высокой части Срединного хр. наряду с ледниковыми формами рельефа сохранились полуразрушенные вулканы с кратерами и кальдерами, которые являются благоприятными местами для накопления снега и льда. В районах гор Острая (2550 м), Алнай (2581 м), Чашаконджа (2529 м) расположены довольно крупные узлы современного карово-долинного оледенения. Самостоятельный узел оледенения существует на влк. Ичинская Сопка (3621 м), самом высоком на Срединном хр.

Для оледенения Срединного хр. характерно симметричное расположение ледников на его восточных и западных склонах, что свидетельствует о примерно равном поступлении участвующей в питании ледников влаги с Охотского моря и Тихого океана. Широтная поясность сказывается на режиме оледенения Срединного хр. более отчетливо, чем на ледниках Юго-Восточной Камчатки. Так, на севере Срединного хр. средняя высота границы питания 1430 м, а на юге — 2080 м. Соответственно и концы ледников на севере спускаются на 200—300 м ниже, чем на юге.

Юго-Восточная Камчатка (к юго-востоку от Камчатской депрессии) отличается наличием многочисленных высоких вулканов, многие из которых действующие. Этот район ближе к Тихому океану — основному источнику питания ледников влагой. Соответственно и осадков здесь выпадает больше, чем на Срединном хр. В пределах Юго-Восточной Камчатки следует выделять районы активного вулканизма, где оледенение связано главным образом с большими абсолютными высотами вулканических конусов, и район Кроноцкого п-ова, где складчатые хребты относительно невысоки, но оледенение значительно благодаря обильному питанию влагой с океана, расположенного в непосредственной близости. Так, на вулканах Юго-Восточной Камчатки средняя высота границы питания 1850 м, а на Кроноцком п-ове — 750 м. Концы ледников спускаются соответственно до 780 и 250 м. Кроме того, в районах активного вулканизма существование и режим ледников зависят не только от рельефа и климата, но и от вулканической деятельности. Вулканические кратеры, кальдеры, взрывные цирки представляют собой благоприятные вместилища для накопления снега и льда, но ледники, занявшие эти вместилища, при извержениях вулканов могут быть частично или полностью уничтожены. Так, на Ключевском влк., самом высоком на Камчатке, в спокойные периоды между извержениями вершина покрыта ледяной шапкой, нижний край которой контролируется климатическими условиями. В периоды активности вулкана ледяная шапка разрушается, но ледник полностью не исчезает, он опоясывает вулканический конус в виде кольца, ограниченного безледными поверхностями как снизу, так и сверху. От нижнего края этого кольца, расположенного на разных склонах на высотах от 2400 до 3500 м, ледяные языки спускаются по склонам вулкана до 1200 — 1300 м. Ледниковая толща имеет слоистое строение: слои льда чередуются с прослоями пепла и других продуктов вулканических извержений. Поверхность ледников Ключевского влк., как и



154°
156° к востоку от Гринвича
158°
160°
162°
164°
п-ов Пьягина
Палана
Карагинский
912
о. Карагинский
залив
БЕРИНГОВО
МОРЕ
г. Острая
2549
7
1
2
6
5
2618
г. Хувхойтун
4
Тигиль
58°
п-ов
Озерный
Озерная
залив Озерной
3283
влк. Шивелуч
2581
3
г. Алнай
п-ов Камчатка
Камчатка
Усть-Камчатск
Камчатский п-ов
56°
4750
влк. Ключевская Сопка
3682
влк. Толбачинский
2346
г. Шиш
3621
влк. Ичинская Сопка
Ича
Камчатский залив
2576
влк. Гамчен
оз. Кроноцкое
3528
влк. Кроноцкая Сопка
г. Отдельная
8
9
10
1327
Кроноцкий п-ов
влк. Крашенинникова
1856
Кроноцкий
залив
54°
2029
2058
г. Юрчик
2927
влк. Жупановская Сопка
3456
влк. Корякская Сопка
2741
влк. Авачинская Сопка
Шипунский п-ов
Авача
Петропавловск-Камчатский
Авачинский залив
Большая
2323
влк. Мутновская Сопка
52°
оз. Курильское
влк. Кошелева
1812
влк. Камбальная Сопка
2156
о. Атласова
ОХОТСКОЕ МОРЕ
Срединный хребет
Восточный хребет
ТИХИЙ ОКЕАН
Основные очаги оледенения
Крупнейшие ледники:
1. Хайлюлинский, 2. Начикинский, 3. Алнейский, 4. Слюнина, 5. Лелякина, 6. Хувхойтун, 7. Гречишкина, 8. Корыто, 9. Поле Бунина, 10. Лев. Тющевский
Вулканы и горы, на которых есть ледники
• 4750 Отметки высот над уровнем моря
45 км



Ледяное поле, вдали конус вулкана.
Фото Я. Д. Муравьева

других вулканов, проявляющих активность, на значительных площадях покрыта пирокластическим материалом, толщина слоя которого к концам ледников увеличивается настолько, что поверхностное таяние практически прекращается и концы ледников превращаются в участки погребенного мертвого льда. В районах активного вулканизма имеется свой особый набор типов ледников, обусловленный особенностями морфологии вулканических сооружений. Это кратерные, кальдерные, кальдерно-долинные ледники, ледники взрывных цирков, атрио и барранкосов. Типичными представителями кальдерно-долинных ледников являются ледники Ключевской группы вулканов (Бильченок, Ушковский, Козыревский), область питания которых расположена в обширной кальдере сопки Плоской Дальней, а область расхода представлена длинными ледниковыми языками долинного типа. В седловине между вулканами Камень, Ключевской и Плоская Ближняя и Дальняя начинаются крупные переметно-долинные *ледники Богдановича* и *Эрмана,* текущие в разные стороны. Типичный кальдерный ледник расположен в кальдере влк. Плоский Толбачик, а типичный ледник взрывного цирка — на влк. Острый Толбачик. Атрио-долинные ледники характерны для влк. Авачинская Сопка, а ледники барранкосов — для влк. Жупановская Сопка. Два ледника-близнеца на влк. Мутновская Сопка относятся к кратерному типу. На северном склоне Кроноцкой Сопки от общего фирнового поля ледники барранкосов звездообразно расходятся в разные стороны — это в отличие от изолированных друг от друга ледников барранкосов по существу один сложный звездообразный ледник (Прилож. № 2, табл. 11—13).

◀ Крупнейшие ледники Камчатки.
Составила Г. Б. Осипова

Различия в температурных условиях, условиях питания и в морфологии подстилающей поверхности обусловливают очень широкий диапазон высотного положения концов ледников — от 250 м над ур. м. на Кроноцком п-ове до 700 м на севере Срединного хр. и до 1500—1700 м на Ключевской группе вулканов. Большинство ледников полуострова оканчивается на высоте 1100—1200 м над ур. м.

Высотное положение фирновой линии также колеблется в широких пределах. Ниже всего она располагается на ледниках Кроноцкого п-ова (700—800 м). На севере Срединного хр. фирновая линия лежит на высоте 800—900 м, в районе Ключевской группы вулканов — на высоте 2600—2800 м. Преобладающим типом льдообразования является фирново-ледяной. Развита также зона ледяного питания. По измерениям в области абляции *ледника Бильченок* (1680 м над ур. м.) температура льда на глубине 7,5 м составила −4,1°, а на высоте 850 м над ур. м. на той же глубине −0,7°.

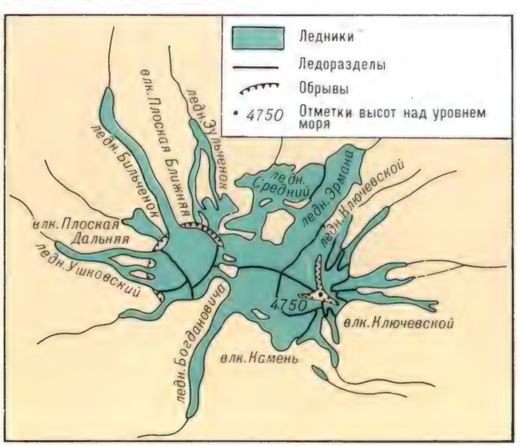
Большинство ледников Камчатки находится в состоянии отступания, о чем свидетельствуют конечные морены, потерявшие непосредственную связь с ледниковыми языками, и поля мертвого льда, покрытого обломочным материалом, в непосредственной близости от концов ледников, особенно в районах современного вулканизма. Ледники Камчатки характеризуются большой энергией оледенения и интенсивным массообменом. Аккумуляция на отдельных ледниках достигает 250 г/см^2 в год. Таяние значительно, особенно на низко расположенных ледниковых языках. Так, на конце *ледника Корыто* (250 м над ур. м.) за период абляции 1960 г. стаяла толща льда, эквивалентная слою воды 770 см [*Преображенский, Модель.* 1965], а на конце ледника Бильченок (850 м над ур. м.) летом 1965 г. стаивание льда в слое воды составило 550 см.

Наблюдения за балансом массы проводились на ледниках *Козельский, Гречишкина* и *Корыто.* На Козельском годовой баланс массы за 1973/74 и 1974/75 гг. был



Ледник Бильченок во время подвижки. Фото Я. Д. Муравьева

положительным (+164 и +98 г/см² соответственно), а за 1976/77 и 1977/78 гг. — отрицательным (−88 и −94 г/см² в год). Расчетным путем было установлено, что с 1890/91 по 1909/10 г. баланс ледника был отрицательным (в среднем −89,3 г/см² в год), с 1910/11 по 1919/20 г. — положительным (+15,7 г/см² в год), с 1920/21 по 1959/60 г. — отрицательным (−77,1 г/см² в год), с 1960/61 по 1979/80 г. — вновь положительным (+28,9 г/см² в год). В среднем за 90 лет баланс массы ледника Козельский составил −46 г/см² в год. Для ледника Гречишкина за 44 года (с 1936 по 1980 г.) средний баланс массы равен −38 г/см² и для ледника Корыто за 41 год −44 г/см² в год. Эти данные говорят о синхронности колебаний ледников Камчатки и колебаний ледников других горно-ледниковых районов северного полушария [*Виноградов, Муравьев*. 1985].



Ледники Ключевской группы вулканов. Автор В. Н. Виноградов

Скорости движения льда измерялись в 1960 г. на леднике Корыто в его средней части. Получены значения от 25 до 90 м в год. На леднике Гречишкина в августе 1964 г. скорость движения льда в районе фирновой линии составила 25 м в год.





Ледник Эрмана и Ключевская Сопка.
Фото Е. К. Осипова

Ледники барранкосов на вулкане Толбачик.
Фото Я. Д. Муравьева

Изменения ледников Камчатки в результате вулканической деятельности разнообразны и по масштабам, и по формам проявления. Извержения вулканов могут разрушать ледники полностью или частично и существенно влиять на их режим. Так, ледник Козельский на Авачинской Сопке после извержения 1945 г. был полностью засыпан вулканическим пеплом толщиной около 1 м и практически перестал функционировать как ледник. Однако поверх вулканогенного покрова вскоре стал формироваться новый ледник, и к 1976 г. область питания ледника полностью восстановилась, а его конец продвинулся вниз по долине на 330 м.

При катастрофическом взрыве влк. Шивелуч в сентябре 1964 г. была уничтожена часть фирновой области ледника Тюшова. В стенке образовавшегося кратера мощность льда была равна 100 м. Объем взорванной части ледника превышал 2, 25 млн м^3, и глыбы льда объемом 10—15 м^3 были обнаружены на расстоянии около 10 км от вулкана.

При извержениях Ключевской Сопки на ее склонах образуются побочные кратеры с изливающимися из них лавовыми потоками, которые оказывают тепловое воздействие на расположенные там ледники. Так, в 1953 г. произошло формирование кратера Белянкина у конца ледника Сопочного. Это вызвало разделение ледникового языка на две ветви, которые обогнули образовавшийся вулканический конус и вытекавший из него лавовый поток. Концы этих ветвей продвинулись примерно на 1 км, а площадь





Ледник Снежный. Кроноцкий полуостров.
Фото Я. Д. Муравьева

Ледник Желтый. Вулкан Зимина.
Фото Е. К. Осипова

ледника увеличилась на 0,6 км². При очередном извержении влк. Ключевская Сопка в октябре 1966 г. близ ледника Влодавца образовалась огромная трещина, из которой излился большой поток лавы. Подтаявший конец ледника быстро продвинулся на 900 м.

Во время извержения Ключевской Сопки осенью 1974 г. в области питания *ледника Богдановича* сформировался побочный кратер. Лава внедрилась в толщу льда, проплавила ее и поднялась на поверхность, образовав на короткое время лавовое озеро, из которого вытекал лавовый поток. При этом в теле ледника ниже по склону талые воды размыли глубокий каньон и проносились по нему бурным потоком. В 4 км ниже фронта лавового потока правая часть ледника Богдановича была размыта, и на ее месте из продуктов извержения образовалась флювиогляциальная поверхность длиной 500 и шириной 300 м. Ледник Эрмана, стекающий с седловины между Ключевской Сопкой и массивом сопок Плоской Ближней и Плоской Дальней, после извержения влк. Ключевская Сопка в 1945 г. начал продвигаться вниз по долине. К 1951 г. продвижение конца ледника составило 300 м. Оно продолжалось до конца 60-х годов. В последнее время ледник находится в стадии деградации. По-видимому, подвижка была вызвана увеличением талой воды в толще и у ложа ледника вследствие теплового воздействия извержения вулкана.

В то же время на Камчатке отмечены случаи подвижек ледников, которые трудно объяснить вулканической деятельностью. К таким ледникам относится, например, кальдерно-долинный ледник Бильченок (дл. 17,7 км, пл. 21,8 км²). Из кальдеры в долинную часть ледника лед спускается крутым и высоким ледопадом. Уклон поверхности в долинной части ледника не превышает 7—10°. В феврале 1959 г. было отмечено быстрое движение льда на ледопаде. За два последующих года конец ледника продвинулся на 2 км, полностью перекрыл свою конечную морену, наполз на небольшую сопку, поросшую кустарником, и достиг деревьев возрастом не менее 40 лет. Поверхность ледника была испещрена многочисленными глубокими трещинами, вдоль краев ледника зияли глубокие рвы, а под ледопадом образовались поперечные понижения с узкими остроконечными грядами между ними. У конца ледника борта долины были «вспаханы», снежный покров собран в

Кратерный ледник Мутновский. Фото Я. Д. Муравьева



складки, виднелись надвиги во льду и грунте, слышался треск и гул двигавшегося льда. Вскоре после завершения подвижки конец ледника начал отступать. К июлю 1975 г. отступание конца ледника составило 2 км, его поверхность в долинной части понизилась на 60—80 м, а площадь сократилась против максимума на 2,6 км^2. В 1976—1977 гг. после 17-летнего перерыва ледник Бильченок вновь начал наступать. Движением была охвачена долинная часть ледника до высоты 1100 м. Лоб ледникового языка высотой 20 м, сильно изрезанный трещинами, перекрыл мертвые льды, оставшиеся от подвижки 1959—1961 гг., и продвинулся на 500 м, площадь увеличилась на 0,5 км^2. Все описанные признаки типичны для пульсирующих ледников других районов. Какой-либо связи с вулканической деятельностью не установлено [*Виноградов, Муравьев*. 1982].

Результатом взаимодействия вулканизма с ледниками и снежным покровом являются мощные грязе-пирокластические потоки — лахары. Лахары могут быть как горячие, так и холодные. При извержении влк. Безымянного в марте 1956 г. лахар прошел по долине р. Хапица 85 км и влился в реку Камчатка, нанеся ущерб природной среде. Сходная картина наблюдалась и при извержении вулкана в июле 1985 г. Лахары иногда уничтожают ледники или их части. При извержениях вулканов Ключевской и Авачинской групп, влк. Мутновского и др. лахары — обычное явление, но благодаря тому, что прилегающие к этим вулканам районы почти не заселены, хозяйственный ущерб от них невелик [*Виноградов*. 1965, 1974, 1975; *Виноградов, Мартьянов*. 1980; *Иваньков*. 1958; Каталог ледников. 1968].

Современные ледники обнаружены и на северных островах Курильской островной дуги. На о. Атласова в атрио

привершинной части влк. Алаид после извержения вершинного кратера в 1982—1983 гг. на высоте более 2000 м вскрылся разрез ледника.

На о. Парамушир В. М. Никольским обнаружены современные ледники в долинах ручьев восточного склона влк. Билибина на высоте 100—150 м над ур. м.

Корякское нагорье

Корякское нагорье — обширное поднятие на побережье Берингова моря между Анадырским заливом и п-овом Камчатка. Его протяженность с северо-востока на юго-запад около 800 км, ширина от 80 до 250 км. Преобладающие высоты 600—1800 м, высшая точка нагорья — г. Ледяная (2562 м). Она же и главный центр современного оледенения. Нагорье состоит из ряда коротких горных хребтов, горных массивов и базальтовых плато, глубоко расчлененных долинами и ущельями.. Пригребневые части хребтов имеют типичный альпийский облик.

К л и м а т муссонный. На всей территории Корякского нагорья средние годовые температуры воздуха отрицательные: от −2,0° на юго-востоке до −8° на северо-западе. Зима не очень холодная, но продолжительная. Как и ледники Камчатки, ледники Корякского нагорья получают питание с Берингова моря и Тихого океана. Вторжения тихоокеанских циклонов, пути которых обычно пролегают вдоль побережья Берингова моря, в первую половину зимы приносят обильные осадки. Годовое количество осадков в разных частях нагорья от 400 до 3000 мм. Ледники рассеяны на огромной территории, главным образом на хребтах, лежащих к востоку от г. Ледяной (Прилож. № 2, табл. 14).

Ледники в основном небольшие. 46% всех ледников мельче 0,1 км^2; на их долю приходится около 10% общей площади оледенения. Самые крупные — ледник Снеговой (дл. 2,9 км, пл. 4,8 км^2) в бассейне р. Ватын и ледник Сложный (дл. 4,1 км, пл. 4,4 км^2) в бассейне р. Укэлаят. Около 25% всей площади поверхности ледников покрыто мореной.

Преобладают каровые ледники. На их долю приходится 80% общего числа ледников и 50% общей площади оледенения. На карово-долинные, долинные и сложные долинные ледники вместе приходится 16,5% общего числа ледников и 48% площади оледенения. На карово-висячие, висячие и присклоновые — 3,5% числа и 2% площади.

По экспозиции резко преобладают ледники, ориентированные на север, северо-восток и северо-запад, что свидетельствует о решающем значении инсоляционных условий для существования ледников данного региона.

Климатическая снеговая линия на северном склоне г. Ледяной проходит на высоте 1800—1950 м, но во многих местах Корякского нагорья ледники лежат ниже этого уровня. Граница питания на ледниках всюду проходит ниже климатической снеговой линии. Максимальной высоты граница питания достигает в наиболее высокой центральной части нагорья, понижаясь отсюда к побережью до 400 м над ур. м.

Аккумуляция на ледниках Корякского нагорья изменяется от 150—175 г/см^2 в год в районе г. Ледяной до 300—350 г/см^2 в год близ побережья Берингова моря в соответствии с величиной твердых атмосферных осадков, количество которых убывает по мере удаления от моря в глубь материка. Аккумуляция на ледниках Корякского нагорья высока также и за счет концентрации в глубоких карах и цирках метелевого и лавинного снега (коэффициент концентрации 1,6).

Период абляции продолжается всего 3 месяца, но таяние протекает интенсивно. Ко второй половине июля снежный покров на ледниках обычно исчезает и до начала сентября происходит таяние льда, которое периодически снижают летние снегопады. Среднее годовое стаивание льда в области абляции составляет около 200—230 г/см^2. Слой талого ледникового стока с поверхности ледников Корякского нагорья составляет 182 см в год.

Об эволюции современного оледенения Корякского нагорья достоверные данные отсутствуют. Есть единичные сообщения как о том, что ледники деградируют, так и о том, что площади некоторых ледников между съемками 40-х и 60-х годов нашего столетия увеличились в 1,5—2 раза [*Васьковский*. 1955; *Малых*. 1958; Каталог ледников. 1982].

Глава 3

УМЕРЕННЫЙ ПОЯС

Раздел 1

АЛТАЕ-САЯНСКИЙ, ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ И ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ РАЙОНЫ

Это район морского умеренного климата, получающий питание с Атлантического фронта, с твердыми осадками от 750 до 2500 мм в год, с морским набором зон льдообразования и с морской структурой теплового баланса. Общая площадь оледенения 950,9 км^2.

Алтай

Алтай — обширная горная страна, самая высокая часть Алтае-Саянской горной системы. Он состоит из множества горных хребтов и массивов, поднимающихся в центральной и южной частях до 3000—4000 м и несущих на себе многочисленные современные ледники. Самые высокие вершины увенчаны снежными шапками, за что и получили местное название «белки».

Территория Алтая сложена комплексом осадочных и вулканогенных пород различного петрографического состава и различного возраста — от протерозоя до палеогена включительно. Горные породы смяты в складки и разбиты на блоки тектоническими разломами. Основные тектонические структуры Алтая сформировались в каледонское и герцинское время. Позднее неоднократные сводово-глыбовые поднятия чередовались с периодами пенепленизации, о чем свидетельствуют обширные поверхности выравнивания, поднятые на разную высоту. Современный горный рельеф Алтая образован главным образом неогеново-четвертичными сводовыми поднятиями с наибольшей амплитудой в центре региона, где и сосредоточены наиболее значительные высоты современного рельефа. В четвертичное время Алтай испытал мощное оледенение, следы которого хорошо сохранились в виде ледниковых скульптурных форм в горах и моренных отложений в долинах.

Основной особенностью рельефа Алтайской горной страны является сочетание обширных поверхностей выравнивания с высокогорным рельефом типично альпийского облика с острыми гребнями, глубокими крутосклонными карами, нередко сливающимися в обширные многокамерные цирки, с долинами, преобразованными в троги. Альпийские формы рельефа, выработанные в эпоху четвертичного оледенения, являются основной орографической базой и современного оледенения. Они предопределяют размещение, морфологию и размеры современных ледников. Основной наиболее распространенной формой нивально-гляциального рельефа является кар. Кары сосредоточены вдоль осевых линий хребтов и местами сливаются в обширные амфитеатры или образуют «лестницы» каров. Одиночные кары имеют диаметр от 0,2 до 1,5 км, а высота их стенок 0,5—0,7 км. Более 70% каров открыто на север, северо-восток и восток. Очевидно, что во время их формирования, как и сейчас, преобладали влагонесущие воздушные потоки западных румбов, и снег, как и в настоящее время, сдувался с водораздельных пространств и концентрировался в отрицательных формах рельефа подветренных склонов, превращаясь в ледники, которые расширяли и углубляли свои вместилища до тех пор, пока они не оформились в типичные кары.

По территории Алтая современные ледники распределяются очень неравномерно, что связано с высотой, расчлененностью и ориентировкой горных хребтов относительно основного направления влагопереноса и направления север — юг, контролирующего интенсивность солнечной радиации.

В пределах Горного Алтая по степени и режиму современного оледенения могут быть выделены три района: Центральный, Южный и Восточный. В каждом из них есть более или менее обособленные очаги оледенения (Прилож. № 2, табл. 15).

К Центральному Алтаю относятся самые высокие хребты — Катунский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский и Кара-Алахинский с отходящими от них отрогами. На этих хребтах сосредоточена основная масса алтайских ледников. К Южному Алтаю относятся хребты Южный Алтай, Курчумский, Сарымсакты,



Оледенение Алтая

Сайлюгем, Тарбагатай и горный массив Таван-Богдо-Ула на границе с Монголией, от которого уже за пределами Советского Союза отходит Монгольский Алтай. Условия для оледенения здесь менее благоприятны, чем в Центральном Алтае. В состав Восточного Алтая входят хребты Чихачева, Шапшальский, Монгун-Тайга, Курайский, Сумультинский и Куркуре-Баши. Хотя высоты этих хребтов мало уступают Центрально-Алтайским, оледенение здесь незначительно из-за большей сухости климата.

Небольшие каровые и присклоновые ледники в местах, благоприятных для концентрации метелевого снега, встречаются также на хребтах Листвяга, Холзун, Ивановский, Теректинский и Коргонский.

К л и м а т Алтая определяется тремя основными факторами: положением в умеренных широтах северного полушария (49—52° с. ш.), господством западного переноса воздушных масс с Атлантики и влиянием в зимнее время мощного азиатского антициклона с малооблачной морозной погодой.

Циклоны, приходящие с запада, при соприкосновении с горами резко обостряются и под воздействием горного рельефа изменяют направление движения с восточного на северо-восточное. При этом происходит увеличение облачности, усиление ветра и выпадение обильных осадков, в высокогорной зоне преимущественно в виде снега. По мере движения на восток воздушные массы иссушаются, и на восточной и южной окраинах Алтая количество атмосферных осадков резко падает.

По расчетам А. Н. Кренке [1982], высота границы питания ледников Алтая изменяется от 2200 до 2800 м на Западном и Центральном Алтае и от 2800 до 3200 м на Южном и Восточном. Аккумуляция на высоте границы питания уменьшается в том же направлении: 350—400 г/см^2 на западе, 150—200 г/см^2 в центре и 100—150 г/см^2 на юге и востоке Алтая. Прямые наблюдения на ряде ледников дают лишь незначительные отклонения от расчетных величин.

Температурные условия в Горном Алтае существенно отличаются от прилегающих равнинных территорий. Летом температура воздуха с высотой постепенно снижается примерно на 0,5—0,6° на каждые 100 м высоты, и лето в горах прохладнее. Зимой, наоборот, в горах теплее, чем на прилегающих предгорьях и в межгорных котловинах за счет температурных инверсий и частых фёновых ветров. В общем можно сказать, что с высотой континентальность климата уменьшается и в высокогорной зоне он уже близок к морскому типу с обильными осадками, с пасмурным и прохладным летом, что благоприятствует оледенению. Но решающим для оледенения гор Алтая остается орографический фактор: большая абсолютная высота гор, поднимающихся выше снеговой границы, и наличие в пригребневых частях хребтов каров, цирков и других отрицательных форм рельефа, удобных для концентрации в них больших масс снега и льда.

Для Центрального Алтая характерно оледенение альпийского типа с преобладанием долинных и карово-долинных ледников с обширными, часто крутопадающими фирновыми бассейнами и с ме-

нее крутыми ледниковыми языками, расположенными на днищах древних цирков и трогов. Ледники по территории распределяются неравномерно, группируясь вокруг наиболее высоких горных вершин и массивов.

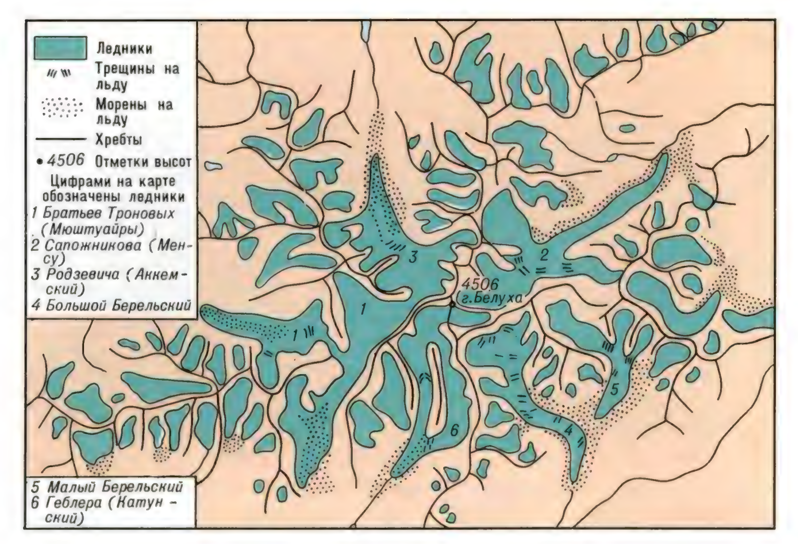
На Катунском хр. самым крупным узлом оледенения является массив г. Белухи (4506 м). С г. Белухи и ее отрогов спускается созвездие крупных долинных ледников: Большой и Малый Берельские, Катунский (Геблера) и ряд менее крупных — по южному склону, а по северному — ледники Сапожникова (Менсу), Родзевича (Аккемский) и Братьев Троновых (Мюштуайры) (Прилож. № 2, табл. 16). К западу и востоку от массива г. Белухи высоты Катунского хр. и его отрогов понижаются, оледенение становится более рассеянным, и преобладание от типичных долинных ледников переходит к карово-долинным и каровым. При этом все большая часть ледников располагается на северных и северо-восточных склонах в подветренных карах. Всего в пределах Катунского хр. насчитывается 390 ледников общей площадью 283,1 км^2. Из них более двух третей имеют экспозицию с северной составляющей.

Южно-Чуйский хр. — второй на Алтае по размерам оледенения. Расположенные на нем 243 ледника имеют общую площадь 222,8 км^2. Все крупнейшие ледники этого хребта лежат на северо-восточном склоне его центральной части с высшей точкой г. Иикту (3941 м) и относятся к бассейну р. Аргут. Здесь находится самый крупный ледник Алтая — Большой Талдуринский (дл. 7,5 км, пл. 28,2 км^2). Примерно две трети общей площади оледенения Южно-Чуйского хр. расположено на склонах с северной составляющей. Здесь, как и на Катунском хр., по числу преобладают ледники карового типа, а по площади — долинные.

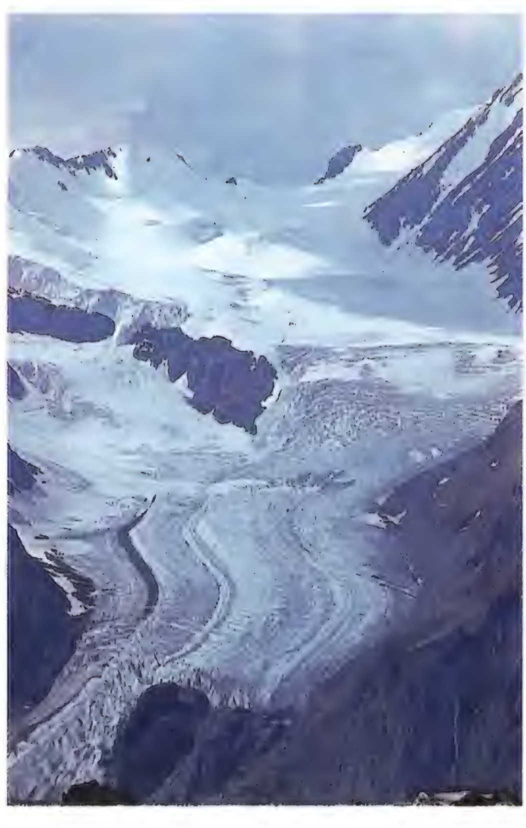
На Северо-Чуйском хр., отделенном от Южно-Чуйского долиной р. Карагем, насчитывается 201 ледник, а общая площадь оледенения 177,7 км^2. Наиболее крупным является ледниковый узел Биш-Иирду, от которого в северо-западном и юго-западном направлениях расходятся покрытые ледниками горные гребни. Высшие точки хребта немногим более 4000 м. В горном ледниковом узле Биш-Иирду около десятка ледников площадью более 5 км^2 каждый. Самый большой из них — ледник Большой Маашей, текущий на север и дающий начало одноименной реке. Его длина 8,2 км, а площадь — 16,0 км^2.

К югу от Южно-Чуйского хр. и к северу от плато Укок протягивается широтная гряда Кара-Алахинских гор с высшими отметками гребня 3100—3140 м. Крупных ледников здесь нет. Самый большой ледник, расположенный в истоках реки Звончихи, относится к карово-долинному типу и имеет длину 2,2 км и площадь 1,8 км^2. Всего в Кара-Алахинских горах 25 ледников общей площадью 12,4 км^2.

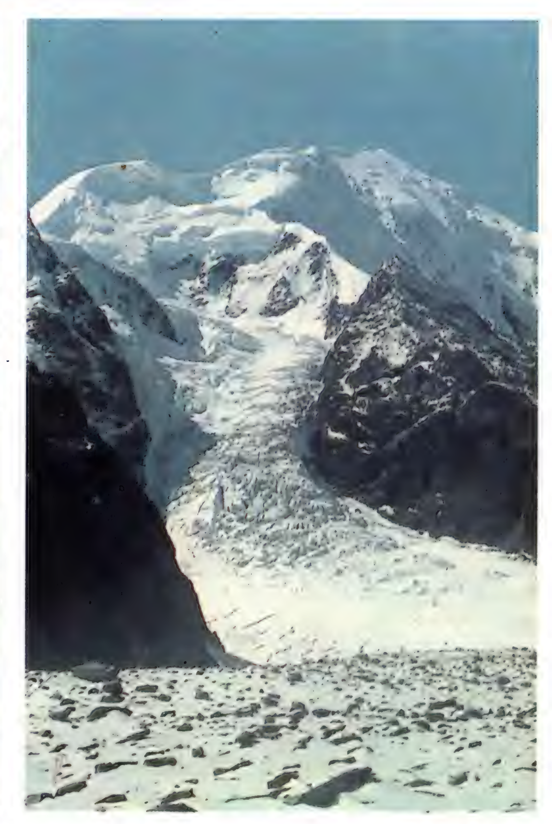
Южный Алтай — важнейший очаг оледенения Алтайской горной системы. Здесь насчитывается 294 ледника, занимающих площадь 131,3 км^2. Оледенение рассредоточено по хребтам Сайлюгем, Таван-Богдо-Ула, собственно Южный Алтай, Тарбагатай, Сарымсакты, Курчумский. Для этих хребтов характерна малая расчлененность водоразделов и широкое развитие древних поверхностей выравнивания не только в межгорных депрессиях и на склонах хребтов, но и на гребнях, что существенно сказывается на морфологии ледников. Единственный компактный узел оледенения расположен в массиве Таван-Богдо-Ула, поднимающемся до 4356 м. Но бóльшая часть ледников этого массива и самые крупные из них расположены за пределами Советского Союза — на территории МНР (ледник Потанина — дл. 12 км, пл. 50 км^2, ледник Пржевальского — дл. 12 км, пл. 30 км^2). На северном склоне Таван-Богдо-Ула на территории СССР расположено 8 ледников общей площадью 32,7 км^2. Самый крупный из них — ледник конической вершины в истоках р. Аргаманджи площадью 22,5 км^2. На хребтах Южный Алтай и Тарбагатай насчитывается 186 ледников общей площадью 85,5 км^2. Здесь расположены такие крупные ледники, как котловинный Алахинский ледник (дл. 5 км, пл. 19,2 км^2) и сложнодолинный Бухтарминский ледник (дл. 5,3 км, пл. 8,1 км^2), дающие начало одноименным рекам. Большинство же ледников имеет не-



Оледенение массива г. Белухи. Алтай



Ледник Лев. Актру. Фото Ю. К. Нарожного



Ледник братьев Троновых. Алтай. Фото Ю. К. Нарожного

большие размеры, и среди них преобладают каровые и висячие.

Восточный Алтай (хребты Чихачева, Монгун-Тайга, Шапшальский, Цаган-Шибэту, Куркуре-Баши, Курайский, Сумультинский) получает наименьшее на всем Алтае количество осадков и, несмотря на значительные абсолютные высоты (до 3000—3500 м), несет на себе только так называемые «малые» ледники главным образом на северных и северо-восточных склонах в пригребневых карах и нивальных нишах. Образование этих ледников связано со сдуванием метелевого снега с плоских водоразделов и концентрацией его в отрицательных формах рельефа подветренных склонов и с их теневым положением. Особенно ярко эта закономерность выражена на хребтах Шапшальском и Цаган-Шибэту (высшие точки 3507 и 3578 м соответственно). Выше 3000 м количество ат-



Гора Белуха. Ледник Аккемский. Фото С. А. Никитина

мосферных осадков на западном склоне Шапшальского хр. составляет около 800—1000 мм, из них 80% в виде снега. К востоку от хребта количество осадков уменьшается более чем вдвое. Густая облачность и частые летние снегопады снижают абляцию. Всего на этих двух хребтах насчитывается 128 ледников общей площадью 30,3 км^2. Ледники мелкие, только 2 ледника имеют площади более 1 км^2. Самый большой — 1,5 км длиной и площадью 1,8 км^2 — расположен в пригребневой части Шапшальского хребта, в истоках р. Чон-Хем (бассейн р. Енисей). Более 85% ледников и 85% общей площади оледенения составляют каровые ледники. По экспозиции более 80% приходится на ледники с северной составляющей. Самое низкое положение концов ледников 2500—3100 м, высота фирновой линии от 2600 до 3250 м. С середины XIX в. площадь оледенения сократилась примерно на 20%, но за десятилетие с 1955 по 1966 г. заметных изменений в очертаниях ледников практически не произошло. Общая площадь оледенения Восточного Алтая 76,7 км^2, число ледников — 259.

Расположенные на западе хребты Листвяга, Холзун, Ивановский, Теректинский, Коргонский находятся в благоприятных условиях увлажнения, но они недостаточно высоки (около 2500 м), и оледенение на них незначительно. Всего на названных хребтах 87 ледников общей площадью 6,1 км^2. Каровые и висячие ледники небольших размеров расположены на подветренных склонах северной и северо-западной экспозиций.

Итак, в целом на Алтае широко распространены почти все типы горных ледников — от мелких висячих и каровых до крупных долинных и котловинных. По числу преобладают каровые и висячие ледники, по площади — долинные и карово-долинные. Доля остальных типов ледников как по числу, так и по площади невелика (Прилож. № 2, табл. 17).

На нескольких ледниках Алтая сейсмическим методом была измерена толщина льда. Так, на языке ледника *Малый Актру* ниже ледопада толщина льда 65—90 м и меньше. На *Большом Актру* (левая часть) была измерена наибольшая толщина льда — 180—350 м. Макси-



Оледенение
южного склона
массива Белухи.
Фото К. П. Рототаева

мальная толщина крупнейшего на Алтае Талдуринского ледника 170 м. Расчеты по формуле Лагалли показали, что мощности долинных ледников Алтая наибольшие в районе фирновой линии (120—170 м), откуда к концам ледников они уменьшаются до 25—30 м. Толщины каровых и висячих ледников менее значительны, чем долинных, но на них измерений не производилось. Общий объем льда в ледниках Алтая составляет, по оценкам разных авторов, от 47 до 57 км^3.

Подавляющее большинство ледников Алтая имеет экспозицию с северной составляющей, что обусловлено как орографическими условиями и условиями снегонакопления, так и инсоляционными особенностями. Из общего числа ледников 78% имеют северную, северо-восточную и северо-западную экспозиции (70% общей площади). На все остальные румбы остается 22% количества ледников (30% общей площади).

Скорости движения ледников Алтая существенно зависят от их размеров, крутизны падения и морфологии вместилищ. Максимальные скорости (до 208 м в год) были измерены на Большом Талдуринском леднике. Скорости движения льда долинных ледников средних размеров колеблются от 10—15 до 100—120 м/год. Суточные скорости движения льда в теплое время года больше, чем в среднем за год.

В средней части *ледника Талдуринского* была измерена температура льда до глубины 12 м. Она на всех горизонтах отрицательна (от −0,5° до −4,2°).

Аккумуляция на ледниках Алтая слагается из твердых атмосферных осадков, навеянного снега и снежных лавин. В разных районах преобладает то или иное слагаемое. Величина аккумуляции на одинаковых абсолютных высотах снижается с запада на восток и с севера на юг. Так, на хр. Холзун на каровых ледниках подветренных склонов величина годовой аккумуляции равна 300—350 г/см^2, на ледниках западной части Катунского хр. — 150—250 г/см^2, на ледниках массива г. Белухи — 100—150 г/см^2. В массиве Биш-Ирду Северо-Чуйского хр., в группе ледников Актру, средняя величина аккумуляции на всей поверхности ледников с 1957 по 1969 г. составила 62 г/см^2 в год, изменяясь от 30—35 г/см^2 на концах ледниковых языков до 100—120 г/см^2 в их фирновых областях. На Южно-Чуйском хр., по имеющимся све-

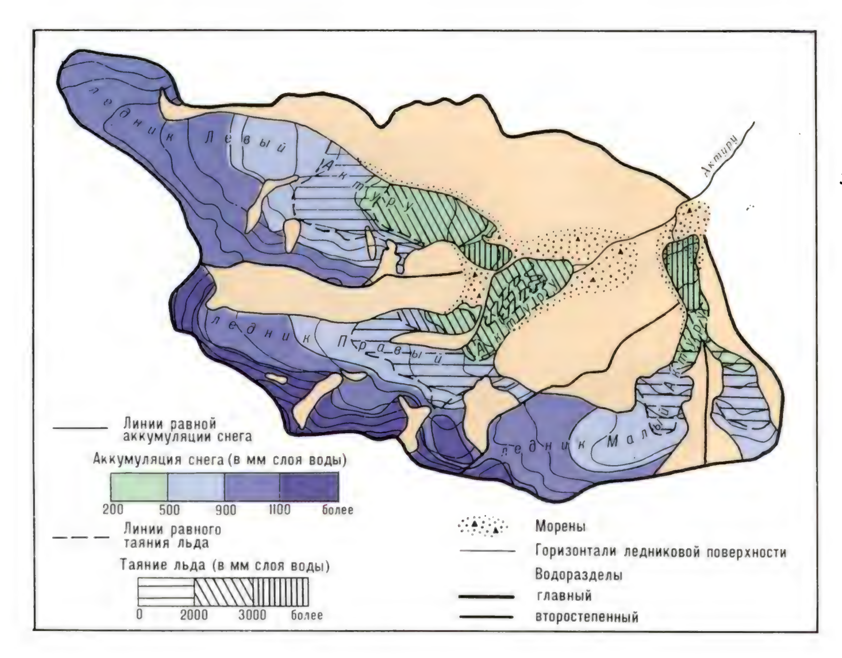
Ледник Геблера (Катунский). Массив Белухи. Фото Ю. К. Нарожного



дениям, величина аккумуляции близка к измеренной на ледниках Актру. На Южном Алтае и хребтах Восточного Алтая осадков выпадает меньше, но увеличивается роль метелевого навевания снега, сдуваемого с плоских водоразделов в кары подветренных склонов. Так, на Сумультинском и Курайском хребтах по экспедиционным наблюдениям годовая аккумуляция в карах подветренных склонов составляла от 50 г/см^2 на языках ледников до 95 г/см^2 в их фирновых областях.

Процессы льдообразования на алтайских ледниках специально не изучались, но, по расчетам А. Н. Кренке [1982], шире других распространена теплая фирновая зона, около $^1/_3$ областей питания ледников занимает холодная фирновая зона, которая на Катунском и Северо-Чуйском хребтах располагается на высотах более 3350 м. Снежно-фирновая зона может существовать лишь выше 3850 м на Катунском хр. и выше 4000 м на Северо-Чуйском. Снежная зона льдообразования возможна только на самой вершине г. Белухи. Зона ледяного питания полностью отсутствует.

Баланс массы ледников Актру за все время наблюдений был отрицательным. С середины прошлого столетия и по настоящее время ледники Алтая отступают с разной скоростью, причем колебания скорости отступания отдельных ледников происходят несинхронно как из-за различий микроклиматических условий, так и из-за разнообразия морфологии вмещающих форм рельефа. С определенностью можно лишь сказать, что крупные долинные ледники отступают быстрее (в среднем 9—10 м в год), чем ледники малых форм, среди которых есть и стационарные. С середины прошлого столетия и до 70-х годов нашего крупные ледники Алтая потеряли около 6—7% своей площади, а их концы отступили на расстояния от 400 до 2300 м. В результате отступания сложных ледников происходит обособление их притоков. Так, например, ледник Большой Актру разделился на два ледника — *Правый* и *Левый Актру*. Таким



Питание и таяние ледников Актуру (Актру)

образом, процесс сокращения общей площади оледенения и отступания концов ледников сопровождается увеличением их числа [*Сапожников*. 1911; *Тронов*. 1949; *Ревякин*. 1981; Каталог ледников. 1969—1980].

Кузнецкий Алатау

Кузнецкий Алатау — среднегорный хребет меридионального простирания на юге Сибири, круто поднимающийся над лежащей к западу Кузнецкой котловиной и более полого спускающийся к Минусинской котловине. На юге он примыкает к Абаканскому хр., на севере, постепенно снижаясь, сливается с Западно-Сибирской низменностью.

Кузнецкий Алатау в результате тектонических движений и эрозионных процессов расчленен на ряд обособленных массивов, гряд и вершин. В рельефе характерно сочетание гольцовых куполовидных и плосковершинных форм высотой до 1800—1900 м с обширными выровненными водораздельными пространствами и с небольшими участками альпийского рельефа. На юге Кузнецкий Алатау достигает наибольших высот — на хребтах Тигиртиш и Кара-Таш. Хр. Тигиртиш имеет типичный альпийский облик, его высшая точка — г. Верхний Зуб (2178 м). На хр. Кара-Таш высшей точкой является безымянная вершина с отметкой 2217 м. В этих хребтах еще несколько вершин выше 2000 м. К северу горы становятся ниже. В центральной части хребта несколько вершин поднимается до 1450—1870 м. Это в основном эрозионные останцы, сложенные изверженными породами, наиболее стойкими против выветривания и эрозии. На склонах хребта в истоках рек много каров с моренами в устьях. Во многих из них лежат ледники.

Уникальной особенностью современного оледенения Кузнецкого Алатау является чрезвычайно низкое положение ледников в условиях континентального климата средних широт. Ледники лежат примерно на 1000—1200 м ниже климатической снеговой линии. Определяющим фактором их существования является не общеклиматическая обстановка, а метелевая концентрация снега на подветренных склонах гор у уступов нагорных террас, в карах и в других отрицательных формах рельефа в количествах, больших, чем может растаять за абляционный период.

Всего в Кузнецком Алатау насчитывается 91 ледник общей площадью 6,79 км^2. Из них только 19 ледников имеют размеры 0,1 км^2 и более. Преобладающими морфологическими типами ледников являются каровые (34% общей пл.), присклоновые (47% общей пл.) и висячие (17%). И только один ледник площадью 0,13 км^2 можно считать долинным.

Большинство ледников расположено на подветренных северо-восточных, восточных и северных склонах (около 95% общего числа и 95% общей площади).

На поверхности ледников за год накапливается снежный покров толщиной 15—18 м, что эквивалентно аккумуляции 800—1000 г/см². Это втрое больше годовой суммы осадков на тех же абсолютных высотах. И, несмотря на высокие летние температуры (+8,7° на уровне границы питания) и большую интенсивность таяния на всей площади ледников (от 330 до 765 г/см² в год), нестаивающий остаток к концу периода абляции на ледниках Кузнецкого Алатау составляет в среднем 147 г/см², и концы ледников спускаются очень низко — до 1200—1300 м над ур. м.

В период МГД (1965—1975) вещественный баланс ледников Кузнецкого Алатау был близок к нулевому. Но на некоторых ледниках отмечено увеличение площади и толщины по сравнению с 50-ми годами. По-видимому, условия существования ледников в Кузнецком Алатау становятся более благоприятными [*Шпинь*. 1980].

Саяны

Саяны — восточная часть Алтае-Саянской горной системы. По орографии Саяны делятся на две крупные части — Западный Саян и Восточный Саян.

На Западном Саяне насчитывается 52 ледника общей площадью 2,3 км².

Система хребтов Восточного Саяна протягивается почти на 1000 км по южной окраине Сибири между истоками р. Енисея и левых притоков р. Ангары. В направлении на юго-восток высота хребта увеличивается: в Канском Белогорье вершины поднимаются за 2000 м (г. Пирамида, 2256 м). Далее к юго-востоку расположен мощный горный узел, состоящий из хребтов Крыжина, Эргак-Таргак-Тайга, Удинского, Большого Саяна и других, которые и являются очагами современного оледенения. На меридиональном отрезке Большого Саяна высота гор достигает 3000 м (пик Топографов, 3044 м). На крайнем юго-востоке, где к южной оконечности Большого Саяна подходит с запада хр. Орангы-Ула, расположен другой очаг оледенения. Наибольших высот Саяны достигают на юго-восточном продолжении Саянских гор в горном узле Мунку-Сардык (3491 м). Здесь также есть ледники.

Для наиболее высоких горных хребтов характерны альпийские формы рельефа, выработанные древним оледенением — кары, цирки, троги. Многие из них заняты современными ледниками в интервалах высот от 1400 до 2800 м на северо-западе и от 2800 до 3200 м на юго-востоке.

Восточный Саян находится в сфере влияния западного влагопереноса из Атлантического океана. Поэтому на склонах западных экспозиций осадков выпадает больше (в среднем около 700 мм в год), а к юго-востоку от водораздельных хребтов — меньше (300—400 мм в год). Максимум осадков выпадает в теплое время года с западными и юго-западными циклонами. В высокогорье не только зимой, но и летом бо́льшая часть осадков выпадает в твердом виде (снег, град, ледяная крупа). Основное питание ледников происходит за счет осенних снегопадов, приносимых циклонами арктического фронта. Сильные ветры приводят к концентрации снега в отрицательных формах рельефа.

Зима в высокогорном поясе суровая и продолжительная, преобладает сухая ясная погода. Лето прохладное, с плотной облачностью, частыми дождями и снегопадами, но в отдельные дни температура может повышаться до 20—25°. Средняя годовая температура воздуха на западных склонах Восточного Саяна около −3,8°, в центральной части −5,4°, а близ самых высоких вершин может снижаться до −10°.

В пределах Восточного Саяна насчитывается 107 ледников общей площадью 31,8 км². Из них 2 ледника площадью 1,5 км², расположенные на южном склоне г. Мунку-Сардык, находятся на территории МНР. Остальные 105 ледников общей площадью 30,3 км² — на территории СССР.

По бассейнам рек ледники этого региона распределяются следующим образом: реки Казыр и Кан — 33 ледника общей площадью 12,3 км²; верховья р. Енисея выше устья р. Кемчика — 28 ледников площадью 6,6 км²; верховья рек Оки и Уды — 44 ледника площадью 11,4 км².

Размеры ледников небольшие. Лишь 4 из них имеют площадь более 1,0 км^2 каждый. Преобладают каровые ледники (63% по числу и 58% по площади). Самый крупный — карово-долинный *ледник Авгевича* (1,4 км^2) расположен в верховьях р. Кок-Хем (верховья Большого Енисея). Самым длинным является долинный *ледник Ячевского* (дл. 2,7 км) в бассейне р. Тиссы, пик Топографов.

На Восточном Саяне 95% ледников имеют северную, северо-восточную и юго-восточную ориентировку, занимая благоприятные для концентрации снега полые формы рельефа подветренных склонов. Имеет значение также и затененность ледников в глубоких карах северной экспозиции. Концы большинства ледников обрамлены валами конечных морен. Средняя высота концов ледников увеличивается с 1900 м в северо-западной части Восточного Саяна до 2250 м в центральной части и до 2800—3000 м на юго-востоке (г. Мунку-Сардык).

Высота фирновой линии также увеличивается с северо-запада на юго-восток: от 2250 м в северо-западной части Восточного Саяна до 2550 м в верховьях Енисея и до 3050 м на г. Мунку-Сардык. Среднее значение ледникового коэффициента 0,7.

Есть свидетельства деградации саянских ледников (отступание ледниковых языков от конечных морен, сокращение их горизонтальных размеров, а возможно, и толщины) [*Гросвальд*. 1963; *Томилов*. 1965; Каталог ледников. 1973].

Прибайкалье, Забайкалье и хребет Кодар

Это район континентального умеренного климата, получающий питание с Атлантического океана по северной ветви Средиземноморского полярного фронта, с твердыми осадками 1000—1250 мм в год, с континентальным набором зон льдообразования. Общая площадь оледенения 20—25 км^2.

Прибайкалье. Недавнее карово-долинное оледенение оставило многочисленные следы на Байкальском и Баргузинском хребтах в виде каров, карлингов и долин, преобразованных в троги. Два небольших каровых ледника толщиной до 40—50 м обнаружены на Байкальском хр. Фирновая линия на этих ледниках проходит на высоте около 1750 м, примерно на 1350 м ниже уровня теоретической снеговой линии [*Алешин*. 1982].

Забайкалье. На Баргузинском хр. много каровых снежников и несколько маленьких каровых ледничков.

Хр. Кодар расположен на северо-востоке Станового нагорья, между Муйско-Куандинской и Верхнечарской котловинами. В наиболее высокой части хребта вершины поднимаются до 2300—2800 м, а высшая точка — безымянная вершина в его центральной части— около 3000 м. Рельеф глубоко расчленен и имеет типичный альпийский облик с карлингами, зубчатыми гребнями, глубокими карами и трогами. Климат хр. Кодар характеризуется морозной зимой и прохладным летом. Период с температурой воздуха ниже 0° на уровне фирновой линии (2500—2600 м) продолжается 10 месяцев в году, с температурой выше 0° — 2 месяца. Количество осадков, рассчитанное по вертикальному градиенту от предгорных метеостанций, на высоте фирновой линии составляет 800—1000 мм в год, из них более половины — твердые. Такое большое количество осадков в центре Сибирского антициклона ранее считалось невозможным, невозможным считалось и существование здесь ледников.

В настоящее время на хр. Кодар выявлено 30 ледников общей площадью 18,8 км^2 (из них 4,8 км^2 покрыто мореной), в том числе в бассейне р. Чары 11 ледников площадью 6,5 км^2 и в бассейне р. Витим 19 ледников площадью 12,3 км^2. Подавляющее большинство ледников каровые. Есть несколько небольших долинных и карово-долинных ледников. Самый большой из них имеет площадь 1,7 км^2 и длину около 2 км. Многие ледники оканчиваются крутыми лбами или валами конечных морен с ледяными ядрами. В настоящее время ледники медленно отступают, о чем свидетельствует отход лобовых частей ледниковых языков от конечных морен, высокое положение береговых морен и некоторые другие признаки.

[*Преображенский*. 1960, 1962; Каталог ледников. 1982].

Глава 4
ЮЖНОЕ ГОРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Раздел 1
КАВКАЗСКИЙ РАЙОН

Это район умеренного и субтропического морского климата, получающий питание с Атлантического океана по Средиземноморскому полярному фронту, с твердыми осадками от 750 до 3000 мм в год, с морским типом льдообразования и с морским типом структуры теплового баланса. Общая площадь оледенения 1428 км^2.

Большой Кавказ

Кавказ — обширная горная страна на юге Советского Союза, между Черным и Азовским морями на западе и Каспийским морем на востоке. Главной орографической осью Кавказа, отделяющей Предкавказье и Северный Кавказ от Закавказья, служит большое горное поднятие (мегантиклинорий) Большого Кавказа.

Большой Кавказ 1500-километровой стеной пересекает Кавказский перешеек от Таманского п-ова на северо-западе до Апшеронского п-ова на юго-востоке. Ширина Большого Кавказа наименьшая в районе Казбека; к востоку (в Дагестане) и к западу от Эльбруса он расширяется до 160—180 км. Осевую зону Большого Кавказа образуют хр. Главный, или Водораздельный, и сопровождающий его с севера Боковой хр.

Хребты осевой зоны Большого Кавказа и с севера, и с юга опоясаны менее высокими цепями и грядами передовых хребтов, в строении которых большую роль играют известняки и сланцы. На северном склоне ближайший к осевой зоне Скалистый хр. поднимается на Центральном Кавказе до 3610 м. Южный склон Кавказа короче и круче северного. Здесь также поднимается ряд передовых хребтов. Самый высокий из них — Сванетский хр. (ок. 4000 м) — замыкает с юга Верхнюю Сванетию и несет на себе значительное оледенение.

По простиранию Большой Кавказ обычно делят на три части: Западный, Центральный и Восточный, границы между которыми проходят к западу от Эльбруса и к востоку от Казбека.

Центральный Кавказ — самый высокий во всей горной системе, и здесь расположено большинство современных ледников. Крупнейшими центрами оледенения являются высочайшая вершина Кавказа г. Эльбрус (5642 м) и г. Казбек (5033 м). Это — потухшие вулканы, проявлявшие активность еще в верхнечетвертичное время, а сейчас покрытые мощными ледниковыми шапками. Между этими гигантами гребень хребта венчают другие вершины-пятитысячники — Шхара (5068 м), Джангитау (5058 м), Дыхтау (5204 м) и др. Перевалы Центрального Кавказа не опускаются ниже 3000 — 4000 м. Хребты на этом участке глубоко расчленены, для них характерны резко выраженные альпийские формы рельефа с острыми вершинами и зубчатыми гребнями, сложенными главным образом трудноразрушающимися гранитами, базальтами, кристаллическими сланцами. В склоны гор врезаны многочисленные троги, кары и цирки. Многие из них заняты ледниками.

Западный Кавказ ниже Центрального. Его высшая точка — г. Домбай-Ёльген (4046 м) находится в истоках р. Теберды. Горы здесь также имеют резкие очертания и глубоко расчленены. Оледенение значительно из-за большой влажности климата, хотя горы и невысоки. Западнее г. Фишт (2867 м) ледников нет.

Восточный Кавказ выше Западного, многие вершины поднимаются до 4000 и более метров. Высшие точки: на Боковом хр. — г. Тебулосмта (4493 м), на Водораздельном — г. Базардюзю (4466 м). Здесь современных ледников больше на Боковом хр., чем на Водораздельном. Расчлененность и сохранность ледниковых форм рельефа на Восточном Кавказе меньше, чем на Западном, так как Восточный Кавказ сложен легко разрушающимися породами, главным образом юрскими глинистыми сланцами. Современное оледенение Восточного Кавказа менее значительно, чем Западного, из-за более сухого климата и менее благоприятных орографических условий.

К л и м а т Кавказа формируется в результате взаимодействия циркуляции воздушных масс, рельефа и радиацион-



Панорама Главного Кавказского хребта с юга из долины реки Лекзыр. Фото К. П. Рототаева



Чалаатские ледники. Лавинное питание. Фото К. П. Рототаева

ных условий. Горное поднятие Большого Кавказа служит границей между умеренным и субтропическим климатическими поясами, препятствует обмену воздушными массами между ними и одновременно обостряет климатические процессы. На климат Большого Кавказа огромное влияние оказывают циклоны, приходящие с юго-запада и запада, со стороны Средиземного моря и Атлантического океана, а также отрог азиатского антициклона, распространяющийся с севера и северо-запада со стороны Нижней Волги и Северо-Западного Казахстана. Циклоны преобладают в теплое время года, антициклон — в холодное. Высокогорные хребты и вершины Большого Кавказа, где расположено большинство ледников, круглый год находятся в высотном поясе влияния воздушных потоков свободной атмосферы с господством западно-восточного переноса. Влажные массы воздуха, приносимые юго-западными и западными воздушными потоками и циклонами, являются основными источниками атмосферных осадков на хребтах Большого Кавказа. Наибольшее количество осадков выпадает на юго-западных склонах Западного Кавказа, постепенно уменьшаясь на северо-восток. С ростом высоты местности количество осадков увеличивается, и все бóльшая их часть выпадает в твердом виде, обеспечивая пи-

тание ледников. На высотах более 3000 м годовая сумма осадков в Абхазии, в бассейне р. Кодори, равна 4000 мм, на южном склоне Одишского хр., в верховьях р. Хоби, — 3200 мм, в верховьях р. Ингури — 2200 мм. На северном склоне Западного Кавказа, в бассейне р. Кубани, на тех же высотах осадков выпадает от 2000 до 3000 мм в год. Столько же осадков выпадает на южном склоне Центрального Кавказа, в то время как на северном склоне — от 1000 до 2000 мм. На Восточном Кавказе — от 1000 до 1500 мм.

В питании ледников, занимающих отрицательные формы рельефа, принимают также участие снежные лавины и навеянные снега. Ледники конических и плоских вершин, наоборот, часть выпавшего снега теряют из-за сдувания его с их поверхности сильными ветрами.

В ледниковой зоне Кавказа преобладают ветры западные и юго-западные. Ветры других направлений бывают реже. При переваливании воздушных масс через хребты на подветренных склонах образуются нисходящие потоки воздуха типа фёнов. Широко распространены горно-долинные ветры. По мере поднятия в горы скорости ветра увеличиваются, особенно зимой. Так, по наблюдениям на Эльбрусе среднегодовая скорость ветра на высоте 2000 м равна 2,2 м/с, на 2500 м — 3,6 м/с, на 4250 м — 8,5 м/с. Средняя январская скорость ветра на высоте 4250 м достигает 9,7 м/с. С высотой резко повышается вероятность ветра со скоростью более 6 м/с, при которой происходит метелевый перенос снега и увеличивается число дней с общей и низовой метелью и поземком.

Температура воздуха с высотой понижается в среднем на 0,6° на каждые 100 м подъема. Так, в Центральном Кавказе на метеостанции Пик Терскол (3100 м) средняя температура воздуха за теплый период (апрель — октябрь) +2,3°, за холодный (ноябрь — март) −10,1°; на высоте 4100 м — соответственно −5,7° и −16,5°. На уровне концов ледниковых языков (2600—3000 м) средняя температура января в пределах −7, −10°, а в областях питания ледников (3800—4500 м) — от −17 до −22° и до −28° на вершине Эльбруса. Средняя температура августа на тех же высотах составляет соответственно +8, +10° и −4°. На вершинах Эльбруса в августе температура воздуха не поднимается выше −14°.

В ледниковой зоне Большого Кавказа часто бывает пасмурная погода. Так, на Эльбрусе повторяемость облачности в 8—10 баллов составляет в среднем за год 50—60%. Облачность больше в зимне-весенние месяцы и меньше в летне-осенние. Благодаря высокой прозрачности атмосферы в горах приход прямой солнечной радиации очень большой, особенно на ледниках. В общем количестве энергии, поступающей на ледники Кавказа, радиационное тепло составляет 65%, а турбулентный поток — 35%.

Высоты фирновой линии и границы питания испытывают большие изменения как в пространстве, так и во времени. В соответствии с уменьшением количества осадков с запада на восток и с юга на север в тех же направлениях происходит увеличение высоты фирновой линии. Ниже всего фирновая линия расположена на ледниках Западного Кавказа в бассейнах рек Белой, Малой Лабы и Большой Лабы на северном склоне и в бассейнах рек Мзымты и Бзыби — на южном склоне, где она опускается до 2100—2800 м. В восточной части Западного Кавказа граница питания повышается до 3000—3200 м, на северном склоне Центрального Кавказа — до 3600 м (на Эльбрусе — от 3600 до 4000 м). На южном склоне Центрального Кавказа из-за более обильных осадков высота границы питания (2800—3200 м) ниже, чем на северном склоне. На Восточном Кавказе на обоих склонах граница питания лежит на высоте 3300—4000 м.

Высота концов ледников, как и фирновой линии, также увеличивается с запада на восток от 1710 м в бассейне р. Кубани до 3590 м в бассейне р. Кусарчая на северном склоне и от 2100 м в бассейне р. Хоби до 2780 м в бассейне р. Куры на южном. Но есть и много отклонений в зависимости от размеров ледников и местных ороклиматических условий. В целом оледенение Кавказа лежит в высотном диапазоне от 1710 до 5642 м.

По данным Каталога ледников СССР (1967—1978 гг.), на Большом Кавка-

зе 2050 ледников общей площадью 1424,0 км². На северном склоне Большого Кавказа ледников больше, чем на южном, и они занимают там в два с лишним раза бóльшую площадь. Запасы воды, законсервированной в ледниках Кавказа, оцениваются в 75—120 км³. По числу преобладают небольшие ледники площадью менее 1,1 км² каждый, составляющие 85% общего числа, и на их долю приходится около 30% общей площади оледенения. Ледники площадью от 1,1 до 10,0 км² составляют 12% общего числа, а занимают они 40% от общей площади оледенения. Ледниковыми комплексами Эльбруса и Казбекско-Джимарайского массива вместе с 12 независимыми крупными ледниками площадью более 10 км² каждый занято 432,8 км², или 30% общей площади оледенения. Ледниковые комплексы и почти все крупные сложные долинные ледники сосредоточены на Центральном Кавказе (Прилож. № 2, табл. 18—20).

На Западном Кавказе из-за небольшой высоты гор (в среднем 2800—3000 м) современное оледенение невелико. Мелкие ледники рассеяны по горным хребтам, группируясь в небольшие ледниковые очаги вокруг наиболее высоких горных вершин: Пшиш (3790 м), Домбай-Ёльген, Гванда (3973 м) и др. Всего на Западном Кавказе насчитывается 567 ледников общей площадью 277,8 км². Ледники занимают верхние ярусы древнеледниковых каров и самые верхние части троговых долин, глубоко врезающихся в горные массивы. На северном склоне Западного Кавказа ледников почти втрое больше, чем на южном, и по числу, и по площади. Почти 90% всех ледников мельче 1,1 км², и на их долю приходится 50% общей площади оледенения.

В питании ледников наряду со снегом, выпадающим на их поверхность из атмосферы, большая роль принадлежит навеянному снегу и лавинам (в отдельных случаях до 50%).

В бассейне р. Кубани более 80% числа и 82% площади ледников имеют экспозицию с северной составляющей, что связано как с общей ориентировкой хребта и его расчленением, так и с инсоляционными условиями, более благоприятными для существования ледников на северной стороне гор. На южном склоне хребта более 40% общего числа ледников и 50% площади оледенения имеют экспозиции с южной составляющей. Преобладание здесь ледников южных и юго-западных экспозиций связано с более обильным питанием наветренных склонов осадками, которые приносят юго-западные циклоны.

На ледниках Западного Кавказа аккумулируется от 200 до 400 г/см² снега в год. Высота границы питания колеблется от 2500 до 3200 м, в общем увеличиваясь с запада на восток. Ледники оканчиваются на высотах от 2300 до 3000 м на северном склоне и от 2500 до 2800 м на южном.

Большинство ледников крутые, с уклоном поверхности до 30—40°. Пологие концы имеют лишь немногие долинные и каровые ледники. Поверхность ледников разбита многочисленными трещинами, делающими их труднодоступными. При переходе со склонов на днища долин и каров много ледопадов. В период абляции концы ледников испещрены водотоками и другими формами абляционного рельефа. Наряду с ледниками, имеющими чистую поверхность, распространены ледники со срединными, боковыми и конечными моренами, концы некоторых сплошь покрыты мореной.

Типичным простым долинным ледником не только для Западного, но и для большей части всего Большого Кавказа является *ледник Марухский* (дл. 4,0 км, пл. 3,3 км²), расположенный на северном склоне, в истоках одноименной реки, притока р. Зеленчук (бассейн р. Кубани). Этот ледник был выбран в качестве репрезентативного для изучения по программе МГД. Ледник Марухский имеет северо-западную экспозицию, конец ледника спускается до 2490 м, высшая точка ледника 3160 м, высота границы питания 2830 м. Средняя годовая величина атмосферных осадков за 16 лет (1966—1982 гг.) на высоте границы питания ледника составила 1520 мм, но аккумуляция на нем была в 1,45 раза больше (219 г/см²) за счет концентрации метелевого снега. В отдельные годы аккумуляция колебалась от 169 до 293 г/см². Таяние льда происходит в основном за счет солнечной радиации. Общие затраты тепла

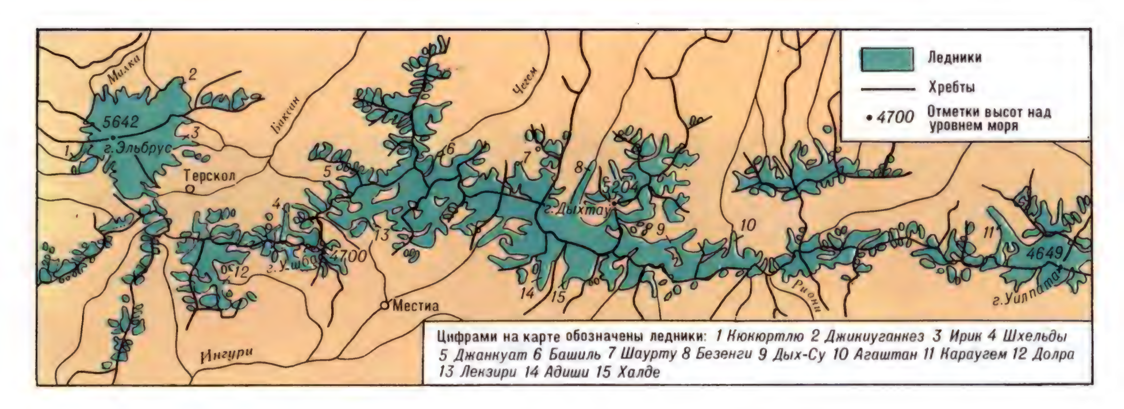


Ледники Западного Кавказа у Клухорского перевала. Фото К. П. Рототаева

на таяние составляют 97% суммарного прихода тепла (радиационного, адвективного, тепла конденсации). Средняя годовая величина суммарной абляции за указанные 16 лет равнялась 295 г/см^2 с колебаниями в отдельные годы от 247 до 354 г/см^2. Величина внутреннего питания равнялась 16 г/см^2. Бóльшая изменчивость аккумуляции, чем абляции, свидетельствует о том, что баланс массы ледника больше зависит от аккумуляции, чем от абляции. За все годы с 1966 по 1982-й баланс массы ледника был отрицательным (в среднем −60 г/см^2 в год), за исключением 1970 и 1976 гг. (+26 и +18 г/см^2 соответственно). Всего за 16 лет потеря массы ледником Марухским составила 928 г/см^2, или 9,28 м в слое воды. В пересчете на всю площадь ледника это равно 30 624 тыс. т. Площадь ледника за эти годы уменьшилась на 5 га [*Меншутин*. 1977].

Есть свидетельства отступания многих других ледников Западного Кавказа.

Центральный Кавказ протягивается с северо-запада на юго-восток от истоков рек Кубани и Ненскры до меридионального отрезка долины р. Терек к востоку от г. Казбек. Главный Водораздельный хр. на разных участках имеет среднюю высоту от 3600 до 4100 м, а высота отдельных вершин достигает 4500 — 5000 м



Оледенение Центрального Кавказа. Составила В. Г. Лосева

и более. Еще на бóльшую высоту поднимается Боковой хр. (в среднем 4100 м), глубоко расчлененный ущельями на отдельные массивы.

Благодаря огромной высоте и наличию удобных мест для накопления снега в Центральном Кавказе сосредоточено около трех четвертых всей площади оледенения Кавказа — 1037,2 км², количество ледников — 1123. Преобладают ледники небольших размеров (на ледники пл. 1 км² и менее приходится около 80% общего их числа), но около 81% всей площади оледенения приходится на ледники более крупного размера. Ледники занимают высокогорные массивы, цирки на их склонах и высокие участки продольной депрессии между Главным и Боковым хребтами. На Боковом хр. расположены уникальные ледниковые комплексы конических вершин — Эльбрусский и Казбекско-Джимарайский. В долинах между Главным и боковыми хребтами северного и южного склонов лежат крупные сложные долинные ледники.

Все ледники Центрального Кавказа лежат в диапазоне высот от 1830 до 5630 м. По числу преобладают каровые, висячие и переходные между ними ледники (ок. 82%), а основную площадь оледенения составляют долинные, сложные долинные ледники и ледники конических вершин (более 75%).

Ледники северного склона Центрального Кавказа относятся к бассейну р. Терека и его притоков: Малки, Баксана, Чегема, Черека, Уруха, Ардона с Фигельдоном и Гизельдоном. Часть ледников лежит в истоках р. Кубани. Всего на северном склоне Центрального Кавказа 742 ледника общей площадью 684,4 км². Они описываются по бассейнам рек с запада на восток.

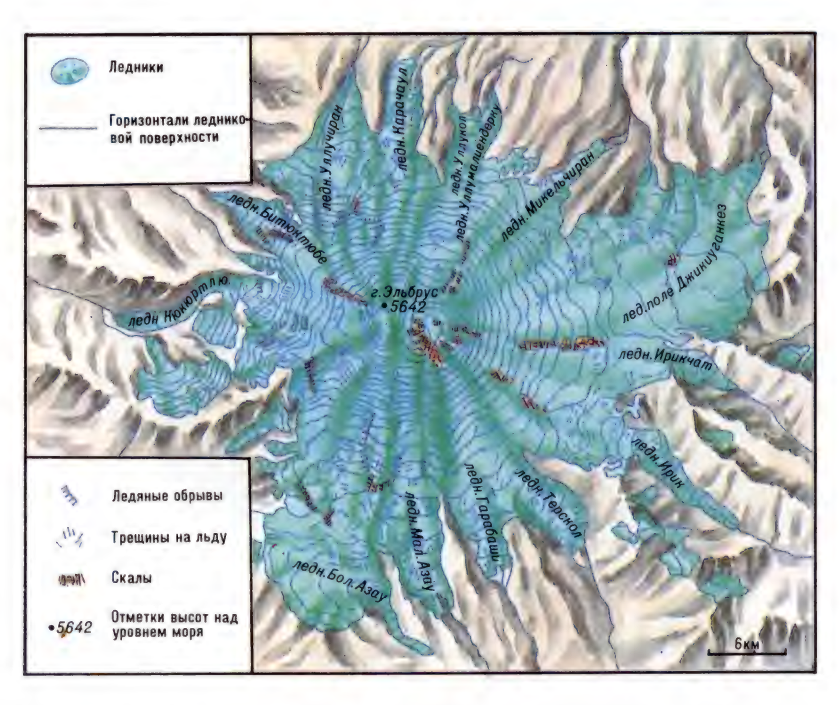
Реки Малка и Баксан с притоками дренируют северный склон Главного хр., Боковой хр. и их отроги. Главный хр. в бассейнах названных рек имеет среднюю высоту 3600—3700 м и характеризуется господством альпийских форм рельефа с острыми пиками и гребнями, ледниковыми карами, цирками и трогами, многие из которых заняты современными фирновыми полями и ледниками. Боковой хр. на этом участке выше Главного (его средняя высота 4000—4100 м) и глубокими долинами расчленен на отдельные массивы. На Боковом хр. поднимается высочайший на Кавказе вулканический конус Эльбруса, покрытый ледяной шапкой с расходящимися в разных направлениях выводными ледниками.

Всего в бассейнах рек Малки и Баксана 166 ледников общей площадью 189,5 км². Большинство ледников небольших размеров. Крупных ледников, размерами более 5 км² каждый, всего 5,5% от общего числа, но на них приходится 55% общей площади оледенения.

В бассейнах Малки и Баксана есть ледники всех типов, известных на Кавказе. Преобладающими по числу являются ледники склонов (каровые, висячие и переходные между ними). На их долю приходится 82% общего числа ледников, но основную площадь оледенения занимают ледниковый комплекс Эльбруса, сложные долинные, простые долинные и карово-долинные ледники (75% общей площади).

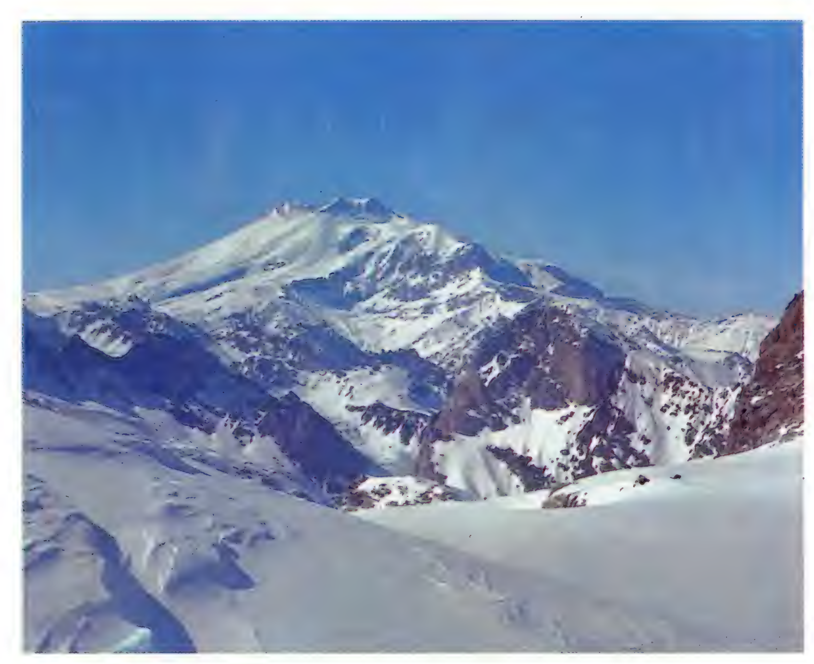
Ледниковый комплекс Эльбруса (пл. 122,6 км²) — самый большой массив современного оледенения на Кавказе. К нему относятся все ледники, покрывающие вулканический массив Эльбруса, который в основном был сформирован в среднем плейстоцене, а затем в верхнем

Ледниковый комплекс Эльбруса. Составила В. Г. Лосева



плейстоцене на его вершину были насажены вулканические конусы Восточный и Западный, образовавшие современную двуглавую вершину. Извержения продолжались и в голоцене, лавы заполняли отрицательные формы рельефа, и у подножия молодых вулканических конусов образовались выровненные участки их пьедестала, сложенные бугристыми лавами. Лавовые поля частично перекрыты льдом, частично выходят на поверхность. В целом эльбрусский вулканический массив приобрел ступенчатое строение. Основу его составляет массивный цоколь с платообразной поверхностью, склоны которого круто обрываются к врезающимся в него долинам, а над сглаженной поверхностью плато и над соседними отрогами вздымается двуглавая вершина вулкана, увенчанная сверкающей шапкой вечного снега и льда. Вершина Эльбруса на 1500—2000 м возвышается над всеми окружающими отрогами и Главным хр.

Основой эльбрусского ледникового комплекса является фирново-ледяная шапка диаметром около 10 км, которая покрывает двуглавую вершину вулкана и питает радиально расходящиеся от нее ледниковые потоки. Эти потоки заканчиваются ледниковыми языками (выводными ледниками), имеющими вид обычных долинных ледников (*ледники Уллучиран, Карачаул, Микельчиран, Малый Азау, Большой Азау, Ирик, Кюкюртлю*), или — на очень крутых склонах — висячими языками (*ледники Терскол, Гарабаши*). Всего на Эльбрусе 10 крупных ледников-потоков, дренирующих верхние части ледниковой шапки Эльбруса и его склоны (Прилож. № 2, табл. 21). Большинству ледников свойственна своеобразная форма: узкие вверху, они расширяются в пределах сравнительно пологого вулканического цоколя, а спускаясь по его крутым склонам к окружающим долинам, приобретают вид узких ледниковых языков. Ледоразделы в области питания ледников часто выражены нечетко, и местами возможно перетекание льда из одного ледника в другой. Продольные профили ледников в верхних и нижних частях круты, в средних — пологи. На крутых перегибах склонов от вулканического плато к долинам много ледопадов с обилием трещин и сераков. Местами истоки ледника и язык, расположенный в глубокой долине, разобщены участками обнаженных скал, и в этом случае питание языка осуществляется снежными лавинами и ледяными обвалами. Ледниковая толща слоиста. Раз-



Эльбрус и его ледники.
Фото К. П. Рототаева

личного рода трещины и разрывы, как и пликативные деформации ледниковой толщи, распространены повсюду, где имеются изменения уклонов ложа ледников или другие неровности рельефа, вызывающие резкие перепады напряжений в ледниковой толще. Под ледопадами образуются системы огив. На ледниковых языках распространены разнообразные формы абляционного мезо- и микрорельефа (гряды, холмы, ледниковые колодцы, муравьиные кучи и др.).

Эльбрус и его отроги сложены изверженными породами (туфы, дациты, липариты), которые сравнительно легко поддаются выветриванию и дают обильный материал для осыпей и морен, закрывающих значительные участки на языках ледников.

Толщина ледников Эльбруса невелика — через ледяной покров «читаются» основные контуры неровностей подледного рельефа. Средняя толщина льда в области питания ледников 80—90 м, местами 50 м и менее; в осевых частях крупных ледниковых потоков толщина льда достигает 95—100 м. На восточной стороне лед почти вдвое тоньше, чем на остальной части ледникового комплекса, где условия питания лучше.

На Эльбрусе выделяют три зоны льдообразования: 1) снежно-фирновую (от вершины до 5220—5300 м), где снежно-фирновая толща всегда имеет отрицательную температуру и льдообразование идет по рекристаллизационному типу; 2) теплую фирновую (от 5220—5300 м до фирновой границы — 3700—3800 м), где к концу сезона таяния вся снежно-фирновая толща прогревается до нулевой температуры и промачивается талыми водами, часть которых стекает, — льдообразование идет за счет замерзания остатка талых вод, оседания и рекристаллизации; 3) зону ледяного питания, где талые воды, стекающие из вышележащей зоны, вновь замерзают. Эта зона встречается отдельными участками ниже фирновой границы и у выходов скал.

Скорости движения льда по многочисленным измерениям в разных частях ледникового комплекса колеблются от нескольких миллиметров до 140 см/сут. В области питания скорость движения льда составляет в среднем 10—15 см/сут. На языках крупных ледников и на ледопадах до 50—100 см/сут. В осевых частях ледников скорости движения льда больше, чем у краев, в тыловых частях языков ледников они больше, чем на концах.

Аккумуляция, по данным снегомерных наблюдений, на южном склоне Эльбруса на высоте 3650—3700 м в начале 60-х годов составила 120 г/см^2 в год. Большую роль в питании ледников Эльбруса играют летние снегопады. Снежный покров ложится очень неравномерно в зависимости от неровностей подстилающей поверхности.

Абляция находится в прямой зависимости от высоты места над уровнем моря. За 1958—1960 гг. средняя годовая

абляция составила на высоте 2700 м 180 г/см^2, на 3500 м — 110, на 4000 м — 53, на 4500 м — 15,8 и на 5300 м — 0,6 г/см^2. Таяние сильно уменьшают летние снегопады. Так, в 1962 г. из 120 дней периода таяния 71 день был со снегопадами, и в эти дни таял только свежевыпавший снег, а зимний снег и старый фирн оставались нетронутыми.

Оледенение Эльбруса в настоящее время находится в регрессивной фазе. Площадь ледников с конца прошлого столетия по 70-е годы сократилась на 18%. Языки некоторых из них оторвались от области питания и омертвевают [Оледенение Эльбруса. 1968].

Из независимых ледников в бассейне Баксана упомянем три, на которых проводились наблюдения во время 2-го МПГ, МГГ и МГД.

Ледник Шхельды (дл. 9,7 км, пл. 5,6 км^2) лежит на северном склоне Главного хр., в его наиболее труднодоступной высокогорной части, питается из обширного Ушбинского фирнового плато, расположенного на высоте 4200 м в районе вершин Ушба (4700 м) и Шхельды-Тау (4370 м), и лавинами со склонов. С плато ледник спускается узким крутым ледопадом, ниже которого ледниковый язык выполаживается и испещрен в верхней части многочисленными формами абляционного рельефа. Нижняя часть ледникового языка покрыта почти сплошным плащом морены с крупными валунами гранита. Ледник медленно отступает.

Ледник Башкара (дл. 4,3 км, пл. 3,4 км^2) начинается в цирке, окруженном вершинами высотой около 4000 м. В его питании очень велика роль лавин с крутых склонов. Ледник начинается несколькими крутыми истоками, а у подножия склонов выполаживается и расширяется. Язык ледника окаймляют высокие береговые морены, а его конец покрыт моренным чехлом. На леднике и у его краев встречаются небольшие озера, которые периодически опорожняются, вызывая ниже по течению селевые потоки. Поверхность ледникового языка, свободная от сплошного моренного чехла, испещрена промоинами ручьев талых вод глубиной до 2 м, встречаются различные формы микрорельефа и ледниковые колодцы глубиной до 50 м. На леднике измерялись скорости движения льда и интенсивность абляции. Средняя скорость движения льда за время между наблюдениями 20-х и 50-х годов составила около 30 м/год. В 1,5 км от конца ледника скорость движения льда была примерно вдвое больше, чем на конце. Интенсивность таяния льда в середине июля в ясную погоду достигала 10—15 см/сут. Основную массу энергии для таяния льда давала солнечная радиация. В течение последних десятилетий конец ледника медленно отступал [*Ковалев*. 1961].

Ледник Джанкуат (дл. 3,2 км, пл. 3,0 км^2) — типичный долинный ледник Кавказа, выбранный в период МГД в качестве репрезентативного для детальных исследований, — начинается от гребня Главного хр. на высоте 3600—4000 м и оканчивается на высоте 2700 м. В истоках ледника поднимаются вершины-пятитысячники Башкара и Джантуган. Область питания лежит в обширном цирке северо-западной экспозиции площадью около 8 км^2, в котором есть еще 3 маленьких ледника, ранее сливавшихся с главным. Высота фирновой линии колеблется от 3050 до 3200 м. Язык ледника состоит из трех слившихся потоков льда, в его продольном профиле чередуются крутые участки (ледопады) с более пологими. Толщина льда на ледопадах 40—60 м, на выположенных участках — от 80 до 120 м. Рельеф поверхности ледника в сглаженном виде отражает рельеф коренного ложа. На отдельных участках поверхность ледника характеризуется различной степенью трещиноватости, замореренности и различными формами микрорельефа. Зона наибольшего распространения трещин расположена на высоте 3020—3200 м на ледопаде, разделяющем области аккумуляции и абляции. Здесь много сераков, участок труднодоступен.

Ледник относится к «теплым». За исключением зоны сезонных колебаний температуры, по всей толще он имеет температуру, близкую к 0°. Наиболее распространенным типом льдообразования, как и на большинстве ледников Кавказа, является теплый фирновый. Теплая фирновая зона занимает более 70% от общей площади питания; менее рас-



Ледник Башкара. Фото К. П. Рототаева

пространена фирново-ледяная зона. Основной агент абляции — солнечная радиация.

Скорости движения льда колеблются от 2—3 м/год близ конца до 10—15 м/год в средней и верхней частях ледникового языка.

Баланс массы ледника за период наблюдений с 1967 по 1974 г. был отрицательным. С 1968 по 1974 г. поверхность ледника в среднем понизилась на 2,4 м, конец отступил на 60 м, освободив 5 тыс. м^2 площади. С середины прошлого столетия до 1974 г. площадь ледника сократилась почти вдвое, и он потерял 60% своего начального объема [Ледник Джанкуат. 1978].

Бассейн р. Чегем представляет собой обширный горный амфитеатр, образованный северным склоном Главного хр. и хребтами Адырсу и Каргашили, частями Бокового хр. Средняя высота Главного хр. 4000 — 4100 м. Хребет сложен в основном кристаллическими породами докембрия и палеозоя и отличается типично альпийскими формами рельефа — острыми зубчатыми гребнями, пиками, карами и цирками. Кары и цирки пригребневой части хребта заняты ледниками. По высоте Главному хр. не уступают хребты Адырсу (высшая точка — г. Адырсубаши, 4415 м) и Каргашили (высшая точка — 4270 м).

Всего в бассейне р. Чегем насчитывается 65 ледников общей площадью 58,1 км^2. По морфологическим типам большинство относится к каровым и висячим (75%), но на их долю приходится всего 13% общей площади. Ледники долинные и карово-долинные (их 16) зани-

мают 87% площади. Большинство ледников (74% общего числа и 71% общей площади) имеют экспозиции северных румбов. Средняя высота фирновой границы 3400 м, концов ледников — 3300 м. Около 6,5% площади ледников закрыто мореной.

Самые крупные ледники в бассейне р. Чегем, Башиль и Шаурту расположены на стыках Главного хр.: первый — с хр. Адырсу, второй — с хр. Каргашили.

Ледник Башиль (дл. 6,5 км, пл. 7,8 км^2) начинается с вершины Башильтау (4146 м) и г. Скала Бодорку (4240 м). В верховьях ледника много обширных поверхностей, удобных для накопления снега. Нижняя часть ледника покрыта мореной. Береговые морены протягиваются далеко ниже конца ледника. В конце прошлого столетия ледник был на 1000 м длиннее современного и состоял из многих слившихся ледниковых языков. С 1889 по 1965 г. площадь ледника уменьшилась на 2,5 км^2, и от него отчленилось 7 притоков.

Ледник Шаурту (дл. 9,1 км, пл. 10,1 км^2) — это сложный долинный ледник с высочайшими вершинами в его истоках: г. Тихтенген (4613 м), г. Шаурту (4510 м) и г. Тютюргу (4262 м). Он начинается в обширном цирке на стыке хребтов Главного и Каргашили. Слева он принимает несколько притоков. Поверхность ледника засорена мореной неравномерной мощности и в результате избирательного таяния покрыта грядами и буграми высотой до 10—20 м; встречаются крупные «муравьиные кучи». Нижние 3 км ледникового языка покрыты сплошным моренным чехлом с валунами гранита, кристаллических сланцев и жильных пород. Уклоны нижней части ледникового языка небольшие. В верхней части поверхность ледника становится круче, и появляются трещины. При переходе от области питания к ледниковому языку расположен крутой ледопад. Ниже конца ледника видны три уровня береговых морен на высоте 8, 12 и 32 м над его современной поверхностью, свидетельствующие о его более крупных размерах в прошлом. С 1889 по 1965 г. конец ледника отступил на 1200 м.

Ледники северного склона Главного хр., от г. Ляльвер (4350 м) на западе до г. Гезе (4002 м) на востоке, относятся к бассейну р. Черек. На этом участке поднимаются величественные горные вершины: Гистола (4860 м), Джангитау (5058 м), Шхара (5068 м) и др. Средняя высота гребня хребта 4300 м. Наибольшей высоты Главный хр. достигает в районе Безенгийской стены (средняя высота 4900 м), которая возвышается над ледником Безенги на 1000—2000 м. Главный хр. на этом участке сложен древними кристаллическими сланцами и гранитами. Боковой хр. между истоками рек Черек-Безенгийский и Черек-Балкарский сходен по геологическому строению с Главным и также поднимается до 4500—5000 м: г. Дыхтау, г. Коштантау, г. Уллуаузна. В целом создаются очень благоприятные орографические условия для существования ледников.

Современное оледенение развито на Главном и Боковом хребтах и отходящих от них отрогах. Всего в бассейне р. Черек 182 ледника общей площадью 198,3 км^2. По числу, как и всюду на Кавказе, преобладают ледники размерами менее 1,1 км^2 (83%), а бóльшая доля площади оледенения приходится на ледники средних (40%) и крупных (44%) размеров. Из морфологических типов по числу больше каровых и висячих ледников (84%), а бóльшую площадь занимают ледники долин (81%). Высота фирновой линии в среднем 3500—3550 м. Средняя высота концов ледников 3440 м. Около 12% общей площади ледников (24 км^2) покрыто мореной. На многих ледниках при переходе со склонов на днища долин и цирков имеются крутые труднодоступные ледопады с множеством трещин и сераков. На более пологих ледниковых языках много промоин талых вод, озер, ледниковых колодцев, «муравьиных куч», ледниковых столов, гряд и бугров, образующихся в результате неравномерного таяния ледниковой поверхности, в разной степени загрязненной мореной.

Ледник Безенги (дл. 17,6 км, пл. 36,2 км^2) — это самый большой на Кавказе сложный долинный ледник. Он расположен у подножия Безенгийской стены и служит главным истоком р. Черек-Безенгийский. Нижние 5 км ледникового языка покрыты чехлом морены. В его

питании значительная доля принадлежит лавинам с Безенгийской стены. После обильных снегопадов лавинные конусы у ее подножия перекрывают ледник более чем на четверть его ширины. Среднее снегонакопление у подножия Безенгийской стены составляет 700—800 мм в слое воды, уменьшаясь до 370—500 мм на высоте 3100 м и до нескольких десятков миллиметров на высоте 2400—2500 м. Средняя годовая аккумуляция на всей площади ледника Безенги составляет около 100 г/см^2. В течение последнего столетия ледник Безенги отступает. С 1888 по 1966 г. его конец отступил на 1115 м, ледник стал тоньше в верхней части языка на 5 м, а в нижней — на 20—45 м, потеря льда составила около 0,16 км^3. В процессе отступания от главного ледника отчленилось более десятка притоков, превратившихся в независимые ледники. В областях питания этого и других ледников снижение поверхности было небольшим или же совсем отсутствовало.

Ледник Дых-Су (дл. 13,3 км, пл. 34,0 км^2) — второй по площади сложный долинный ледник Кавказа. Он спускается с восточных склонов гор Шхара и Дыхтау и принимает справа крупный приток Айлама, начинающийся с одноименной вершины Главного хр. Около 20% всей площади ледника покрыто мореной. Сплошной плащ морены закрывает конец ледника на протяжении 1,4 км. В прибортовых краях ледника имеются небольшие озера. Вытекающая из-под ледника р. Дых-Су является главным истоком р. Черек-Балкарский. С конца прошлого столетия конец ледника отступил на 1750 м, а понижение поверхности составило от 7 м в верховьях до 25—55 м на ледниковом языке, ледник потерял 0,19 км^3 льда.

Истоки р. Урух дренируют северный склон Главного хр. с вершинами г. Лобода (4314 м), Караугом (4364 м) и др. и части Бокового хр.: хр. Суганский с высшей точкой г. Суган (4489 м) на западе и хребты Соудор и Цейский на востоке. Высшая точка Цейского хр. — г. Уилпата (4649 м). Рельеф типичный альпийский.

Всего в бассейне р. Урух 105 ледников общей площадью 82,7 км^2. Почти половина этой площади находится в бассейне р. Караугом, правого притока р. Урух. Здесь же расположен крупнейший ледник бассейна — ледник Караугом, на долю которого приходится около 32% общей площади оледенения бассейна. На всех крупных ледниках есть труднодоступные ледопады. Как и в других бассейнах притоков Терека, в бассейне есть ледники, которые полностью находятся или в зоне аккумуляции, или в зоне абляции. Первые из них — висячие ледники, расходующие массу путем обвалов фирна и льда, вторые имеют метелевое или лавинное питание. Поверхность большинства ледников типична для Кавказа: ледопады, трещины, на ледниковых языках абляционные формы рельефа.

Ледник Караугом (дл. 13,3 км, пл. 26,6 км^2) начинается с вершин Уилпата и Караугом и спускается до высоты 1830 м, ниже всех ледников северного склона Кавказа. В 5,5 км от конца ледника расположен большой и очень крутой ледопад высотой около 800 м. Второй ледопад меньших размеров находится ниже по течению ледника. Скорости движения на высотах 2200 и 2350 м летом 1958 и 1959 гг. составили от 10 до 16 см/сут. На леднике Караугом мало поверхностной морены. Моренный плащ есть лишь на самом конце ледника, да гряды боковых морен возвышаются над ледниковой поверхностью на несколько десятков метров. По сопоставлению карт, составленных в 1888 и в 1966 гг., установлено, что конец ледника за период между этими съемками отступил на 1224 м, а площадь ледника сократилась на 6,5 км^2. Несколько ледников-притоков в бассейне ледника Караугом в процессе деградации отчленились от главного ствола и стали независимыми ледниками.

В бассейне р. Ардон современные ледники есть на Главном, Боковом и Водораздельном хребтах, достигающих 3900—4400 м. Всего в этом бассейне 79 ледников общей площадью 35,4 км^2. По числу преобладают ледники размерами менее 1,1 км^2 (91%), по площади — более крупные ледники (60%). Средняя высота концов ледников 3400 м, фирновой линии — 3450 м. Около 8,5% поверхности ледников покрыто мореной.

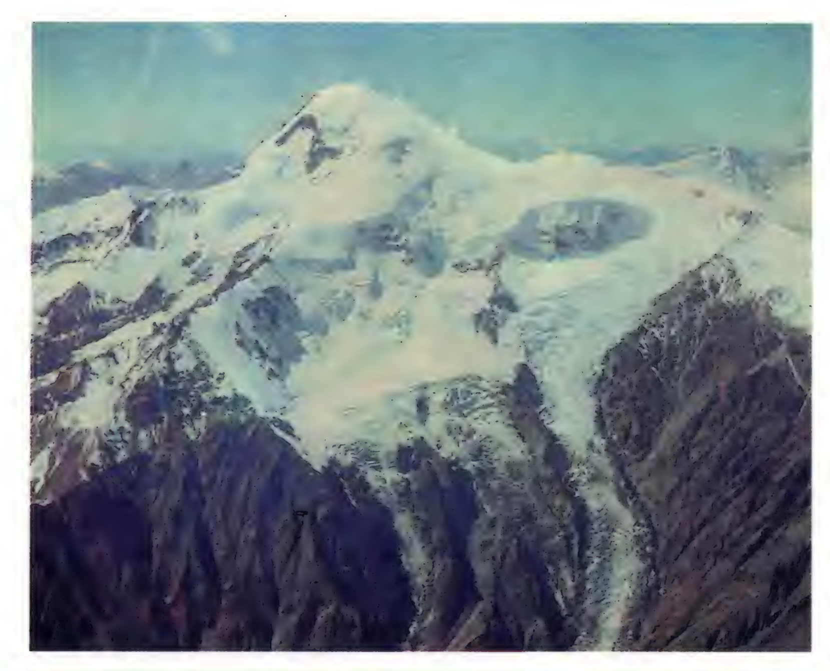
Ледник Цея (дл. 8,6 км, пл. 9,7 км^2) — сложный долинный ледник, занимающий цирк в истоках р. Цеядон. Двумя крупными истоками, ледниками Правый и Левый Цей, он стекает со снежных вершин «Цейской подковы», ограниченной пиками Уилпата (4649 м) и Мамисонхох (4358 м). Левый Цей при соединении с Правым образует 300-метровый труднопроходимый ледопад. В полутора километрах ниже слияния двух истоков расположен нижний ледопад Цейского ледника с множеством трещин и сераков самых причудливых очертаний до 8 м высотой. Некоторые из трещин заполнены водой. Высота нижнего Цейского ледопада 120 м, ширина около 600 м. В левой части ледопада обнажаются «бараньи лбы» со следами ледниковой обработки. Ниже этого ледопада ледник сравнительно ровный, но на нем выделяется несколько продольных гряд высотой до 30 м, разделенных ложбинами, по которым в период таяния текут ручьи. Язык ледника в несколько рядов окаймляют береговые морены, переходящие ниже конца ледника в конечные. На ледниковом языке широко распространены абляционные формы рельефа. Отчетливо прослеживаются срединная и правая краевая морены. Годовые скорости движения льда с 1966 по 1969 г. колебались от 25 до 111 м в 1,4 км от конца и от 70 до 140 м в 2 км от конца ледника. С 1882 по 1969 г. Цейский ледник отступил на 1140 м, его площадь уменьшилась на 45%, а толщина концевой части ледникового языка — на 67 м.

В бассейнах рек Фиагдон, Гизельдон и верхнего течения р. Терек (без его правых притоков, относящихся к Восточному Кавказу) насчитывается 135 ледников общей площадью 107,1 км^2. Средняя высота концов ледников 3300 м, фирновой линии — 3450 — 3540 м. Около 8% площади ледников покрыто мореной.

Наиболее крупным центром оледенения на этом участке Большого Кавказа является **Казбекско-Джимарайский ледниковый комплекс** (70,6 км^2), фирновая область которого занимает гребень Казбекско-Джимарайского горного массива, а радиально расходящиеся потоки переходят в долинные и висячие ледниковые языки (Прилож. № 2, табл. 22). Ледники Казбекско-Джимарайского района получают обильное питание атмосферными осадками, на больших высотах выпадающими в твердом виде. На высоте концов ледников твердых осадков выпадает 800—900 мм в год, на высоте 3660 м — 1250 мм, а на высоте 4500 м — 1400—1600 мм в год. Осадки распределяются неравномерно: с выпуклых форм рельефа снег сдувается сильными ветрами в понижения. Поэтому на ледниках, занимающих кары и цирки, аккумуляция снега примерно на 40% больше, чем количество выпадающих осадков, а на горных пиках снега аккумулируется меньше, чем выпадает. В питании долинных и каровых ледников существенная роль принадлежит лавинам. Абляция на ледниках зависит от высоты места и степени загрязнения поверхности ледников моренным материалом. В 1960—1970 гг. абляция льда на ледниковых языках равнялась: на высоте 2525 м (ледник Майли) — 340 г/см^2, на высоте 3100 м (ледник Гергети) — 200 г/см^2, на высоте 3600 м (тот же ледник) — 140 г/см^2 в год. С конца прошлого столетия ледники в основном отступали. В результате площадь оледенения Казбекско-Джимарайского массива к 1960 г. уменьшилась на северном склоне на 35%, на южном — на 17%. А с середины прошлого столетия по 1970-е годы крупные ледники (Майли, Колка, Чачи, Девдораки, Абано, Гергети, Суатиси) потеряли в среднем слой льда толщиной 60—80 м и больше половины своей массы. Но за десятилетие (с 1960 по 1970 г.) баланс этих ледников был положительным — аккумуляция была больше абляции примерно на 10%. Скорости движения льда на названных выше ледниках в среднем за 1960—1970 гг. были от 35 до 63 м/год. В одних и тех же пунктах измерений от года к году они изменялись в два-три раза в зависимости от колебаний условий питания ледников.

На Казбекско-Джимарайском массиве особый интерес представляют ледники Девдораки и Колка, которые периодически быстро наступают, вызывая катастрофические сели и паводки.

Ледник Девдораки, расположенный на северном склоне Казбека, получил известность с конца XVIII столетия в свя-



Гора Казбек и ее ледники. Фото К. П. Рототаева



Ледопад ледника Майли. Фото К. П. Рототаева

зи с катастрофическими завалами на Военно-Грузинской дороге. Такие завалы известны в 1776, 1785, 1808, 1832, 1842, 1855, 1876 гг. В 1832 г. ледово-каменная запруда высотой 100 м и длиной по долине р. Терека около 2 км держалась более суток. Прорвавшаяся затем река затопила много деревень и аулов ниже по течению. В 1876 г. запруда из льда, снега, песка и камней 3 дня сдерживала течение реки, а последовавший затем прорыв этой запруды вызвал затопление селений, находившихся на высоте 76 м над уровнем Терека. Завалы эти связаны с подвижками Девдоракского ледника. По имеющимся расчетам, масса льда, выбрасываемая ледником при подвижке, может достигать 20 млн м^3, а прорывы подпруженных вод — вызывать катастрофические паводки на р. Терек с расходами до 3—6 тыс. м^3/с [*Цомая*. 1980].

Ледник Колка расположен в истоках р. Геналдон, на северном склоне Казбек-

Язык ледника Колка после подвижки. Фото К. П. Рототаева



ско-Джимарайского горного массива. В конце прошлого столетия он сливался с ледником Майли, но с тех пор обособился и отступил в глубь обширного цирка. Известны катастрофические подвижки этого ледника в 1902 и в 1969 — 1970 гг. Последняя детально изучена [*Рототаев и др.* 1983]. Подвижки этого ледника, возможно, были и раньше. Подвижка ледника в 1902 г. представляла собой ледово-каменный сель, который с огромной скоростью прошел по долине р. Геналдон около 8 верст, погубил много людей и тысячи голов скота. Было вынесено около 70—75 млн м^3 льда и камней. Затем вынесенный лед начал таять, и через 12 лет долина ниже конца ледника Майли освободилась ото льда [*Поггенполь.* 1905].

Подвижка ледника Колка в 1969 г. началась 28 сентября, а к 4 октября ледник прошел уже 1300 м и достиг конца ледника Майли. Движение ледника продолжалось до 10 января 1970 г. Всего с 28 сентября 1969 по 10 января 1970 г. конец ледника продвинулся на 4100 м, опустившись по высоте на 785 м. Предполагается, что активизация ледника началась еще в 1940-е годы, и к началу подвижки конец ледника продвинулся на 650 м. Но внешне тогда он изменился мало. В результате подвижки 1969—1970 гг. внешний вид ледника изменился коренным образом. Ледник превратился в хаотическое нагромождение ледово-фирновой брекчии с включениями камней, щебня и грязи. На глубине лед был более монолитным. Толщина нижней половины продвинувшегося ледникового языка составляла 100—130 м, верхней половины — 85—100 м, а в зоне, откуда началось движение льда, — 50—60 м. Объем льда, переместившегося во время подвижки, составил 80 млн м^3. После подвижки ледник Колка стал более чем вдвое длиннее, а его площадь увеличилась с 3,7 до 8,7 км^2, и вместо 2950 м он стал оканчиваться на высоте 1975 м. Для того чтобы освободилась ото льда занятая им при подвижке часть долины р. Геналдон, потребуется не менее 25 лет. Когда же ледник «созреет» для следующей подвижки, можно судить лишь по аналогии с периодом, разделяющим подвижки 1902 и 1969 гг. с учетом ожидаемых климатических изменений.

Южный склон Центрального Кавказа относится к бассейнам рек Ингури и Риони. Оледенение здесь менее значительно, чем на северном склоне, но это связано не с климатическими условиями, которые благодаря большому количеству осадков (до 2200—3000 мм на уровне границы питания), наоборот, благоприятствуют оледенению, а с менее благоприятными орографическими условиями — из-за большей крутизны южного макросклона здесь нет столь обширных высокоподнятых плато и долин, где бы могли формироваться фирновые области ледников, как это имеет место на северном склоне.

Всего на южном склоне Центрального Кавказа 381 ледник общей площадью 352,8 км^2. По числу преобладают мелкие ледники (площадью 1 км^2 и менее) — 81,5% от общего числа ледников, но на их долю приходится менее 21% общей площади оледенения. Основную площадь оледенения составляют крупные ледники (крупнее 5 км^2), которых всего 12 (3% от общего числа), но они занимают 46% общей площади оледенения.

На долю долинных, сложных долинных и карово-долинных ледников приходится 96%, а на многочисленные каровые и висячие ледники — всего 4% от общей площади оледенения района. Ледников северных и южных экспозиций примерно равное число, но большинство крупных ледников бассейна р. Ингури, находящихся в благоприятных условиях питания, имеет южную экспозицию.

Основной узел оледенения южного склона, включающий самые крупные ледники, расположен в районе высочайших вершин Главного хр. — Шхары, Тихтенген (4613 м), Башильтау (4162 м), Чатынтау (4405 м). Начинаясь на названных вершинах, водораздельных гребнях и перевалах между ними, ледники сериями ледопадов спускаются на днища долин и цирков. Средняя высота концов ледников 2975 м, но несколько крупных ледников спускается до 1850 — 2000 м над ур. м. Высота фирновой линии около 3300 м.

Поверхности большинства ледников, особенно крупных, очень неровные. На большинстве из них сравнительно пологие участки с уклонами 10—15° чередуются с крутыми (до 30—40°) ледопадами, расколотыми многочисленными глубокими трещинами и изобилующими сераками. У альпинистов пользуется известностью живописный и труднопроходимый ледопад на леднике Адиши, простирающийся по течению ледника на 1,5 км с перепадом высот более 1000 м. Подобные ледопады, может быть не столь внушительные, можно встретить на многих ледниках, особенно при переходе их из областей питания к областям расхода. На языках сложных ледников протягиваются срединные и краевые морены, поднимающиеся на десятки метров над свободной от морены ледниковой поверхностью. На концах многих ледников краевые и срединные морены сливаются в сплошной моренный чехол с бугристым рельефом, с многочисленными формами термокарста. Примерами могут служить ледники Твибери, Лекзири, Халде. На свободных от морены частях ледниковых языков много разнообразных форм абляционного микрорельефа, русл потоков талых вод, ледниковых колодцев, ледниковых столов, «муравьиных куч» и др. Вытекающие из-под ледников ручьи и реки создают живописные гроты и ледяные арки. От концов ледников местами отчленены участки мертвых льдов.

На ряде крупных ледников проводились эпизодические наблюдения за скоростями движения льда. Поверхностные скорости движения льда в средних частях крупных ледников колебались от 10 до 20 см/сут., и только на леднике Чалаати, в 1,5 км от конца, лед двигался со скоростью 40 см/сут. С конца прошлого столетия ледники бассейнов рек Ингури и Риони отступают — то быстро, то медленно. Скорости отступания разных ледников различны. Так, с 1890 по 1960 г. *ледники Твибери, Софруджу* и *Лекзири* стали короче на 1450, 1350 и 1890 м соответственно, а *ледники Адиши* и *Халде* укоротились за тот же период всего на 395 и 380 м. С 1933 по 1963 г. *ледник Квиши* отступил на 800 м, а ледники Адиши и *Шхара* — на 275 и 360 м. Более полное представление об эволюции оледенения с 1890 по 1965 г. получено путем сопоставления крупномасштабных карт, составленных на каждую из этих дат.

Оказалось, что за этот период общая площадь оледенения в бассейнах рек Ингури и Риони уменьшилась на 59,2 км^2, или на 14,4%, а число ледников, наоборот, увеличилось на 114, или на 43%, в результате отчленения от сложных ледников их бывших притоков, ставших независимыми.

Восточный Кавказ протягивается от Дарьяльского ущелья на северном склоне и левых притоков р. Куры на южном до побережья Каспийского моря. Но орографическую ось горной системы попрежнему составляют Главный (Водораздельный) и Боковой хребты с многочисленными отрогами и хребтами второго порядка. Средняя высота водораздельного гребня Главного хр. 3000—3200 м, отдельные вершины поднимаются выше 4000 м. Боковой хр. выше Главного на 500—1000 м, разделен на ряд массивов и хребтов-отрогов: Снеговой, Богосский, Нукатль, Дальтудагский массив с северным (Самурский хр.) и южным отрогами. Эти хребты и массивы соединены с Главным хр. горными перемычками с глубокими впадинами-котловинами между ними. Самые высокие вершины Бокового хр. и его отрогов: Тебулосмта (4493 м), Доносмта (4174 м), Бочекмеэр (4108 м), Иженамеер (4157 м). Они же являются центрами современного оледенения.

В сложении Главного и Бокового хребтов в их пригребневых частях большая роль принадлежит темным аспидным сланцам и песчаникам нижней юры. Породы сильно дислоцированы и разрушены процессами выветривания. На склонах и у их подножий мощные скопления осыпей обломочного материала. Вершины и гребни хребтов несут на себе многочисленные кары, цирки, карлинги, верховья долин превращены в троги древними ледниками.

Климат Восточного Кавказа, как и Центрального, определяется в основном циркуляцией свободной атмосферы с переносом влаги с Атлантики, но он суше и континентальнее в связи с более восточным положением района.

На уровне границы питания (3400—3600 м) выпадает 1000—1200 мм осадков в год. Из них 80% в твердом виде. Толщина сезонного снежного покрова в фирновых областях ледников достигает 140—200 см, что соответствует слою воды, равному 560—900 мм. Средняя годовая температура воздуха в ледниковой зоне отрицательна (−4 — −5°), средняя температура периода таяния +5, +6°, самого холодного месяца (январь) −15, −16°. На высоте 3900—4000 м и выше дней с положительной температурой воздуха не бывает.

Оледенение Восточного Кавказа, несмотря на большую высоту гор, из-за большей континентальности климата менее значительно, чем на Центральном Кавказе, имеет рассредоточенный характер и представлено главным образом небольшими ледниками (каровыми, висячими, карово-долинными). Они концентрируются в районах наиболее высоких вершин и гребней хребтов, но и здесь они разобщены безледными пространствами.

Подавляющее большинство ледников расположено к северу от главного водораздела, преимущественно на Боковом хр. и его отрогах. На Водораздельном хр. значительный очаг оледенения есть только в его самой высокой восточной части, в районе г. Базардюзу. К югу от главного водораздела оледенение незначительно.

Всего на Восточном Кавказе насчитывается 360 ледников общей площадью 109 км^2. Из них на северном склоне 332 ледника площадью 100,8 км^2, на южном — 28 ледников площадью 8,2 км^2. Преобладают ледники площадью 1 км^2 и менее (от 85 до 95%), и на их долю приходится от 60 до 70% общей площади оледенения отдельных речных бассейнов Восточного Кавказа. Ледников крупнее 3 км^2 вообще нет, нет и сложных долинных ледников. От общей площади оледенения каровые ледники занимают 51%, простые долинные ледники — 36%, ледники всех других типов — 13%.

Подавляющее большинство ледников ориентировано на север, северо-восток и северо-запад — 63% от общего числа и 64% общей площади. Характерно, что многие ледники не имеют многолетней области питания, а существуют исключительно за счет многоснежных лет, когда осадков выпадает больше, чем может растаять. В остальные же годы не

только стаивает сезонный снег, но и расходуются вековые запасы льда. Подсчитано, что с конца прошлого столетия ледники Восточного Кавказа потеряли от 30 до 47% своей площади, но количество ледников увеличилось за счет распада более крупных из них на несколько мелких [*Цомая*. 1960; *Иваньков*. 1961]. Свидетельством деградации оледенения является и сильная заморененность поверхности ледников, достигающая на многих из них 25—40%, а есть и такие ледники, поверхность которых закрыта мореной на 50—90%. Неравномерное залегание морены и разная ее толщина приводят к неравномерному таянию льда. В результате образуются бугры и гряды с разделяющими их углублениями, часто заполненными водой. От склонов каров и цирков ледники нередко отделены ложбинами глубиной до 20—30 м. На ряде ледников хорошо выражены береговые морены и террасы оседания на высотах от 30—40 до 80—100 м над поверхностью ледников. Ледники крутые, есть ледопады.

Скорости движения льда в языковых частях ледников от 1 до 10 см/сут. Аккумуляция на ледниках изменяется от 100 до 200 г/см^2 в год. Абляция сильно зависит от степени загрязненности ледников мореной, но в целом больше от аккумуляции, и баланс ледников отрицательный.

Многие ледники с конца прошлого столетия отступили на 500—900 м. Так, *ледник Южный* с 1886 по 1966 г. стал короче на 495 м, *ледник Беленги* за тот же период — на 555 м, ледник Юго-Восточный с 1938 по 1966 г. укоротился на 503 м. Совершенно иной была эволюция *ледника Муркар* (дл. 2,7 км, пл. 1,0 км^2) в бассейне р. Самур. Ледник лежит в узкой долине, питание получает обвалами с вышерасположенного висячего ледника и по существу является возрожденным. Язык ледника Муркар покрыт сплошным плащом морены, предохраняющей его от таяния. В 1901 г. конец ледника доходил до р. Сельды и перегораживал ее. К 1960 г. он отступил от русла реки на 250 м, но в августе 1960 г. резко продвинулся на 690 м. Толщина его в продвинувшейся части достигала 60 м. К 1975 г. конец ледника вновь отступил на 87 м. Пульсирующий режим ледника Муркар, по-видимому, обусловлен характером его обвального питания и сплошным покровом морены на языке, что нарушает равновесие и приводит к периодическим подвижкам [*Подозерский*. 1911; *Иваньков*. 1961; *Виноградов и др*. 1974; Каталог ледников. 1967—1977].

Малый Кавказ

На Малом Кавказе два небольших очага оледенения: г. Арагац (4090 м) и Зангезурский хр. (высшая точка — г. Капыджик, 3904 м). На **г. Арагац** 28 ледников общей площадью 2,47 км^2. Самый крупный — *ледник Саккар* (дл. 0,9 км, пл. 0,27 км^2). На **Зангезурском хр.** 14 ледников общей площадью 1,32 км^2. Самый большой из них имеет длину около 1 км и площадь около 1 км^2. Всего на Малом Кавказе 42 ледника общей площадью 3,79 км^2. Почти все ледники расположены на склонах северной и северо-восточной экспозиций. Преобладают висячие и карово-висячие ледники (74% общего числа), 14% присклоновых ледников и 12% — каровых. Концы ледников не спускаются ниже 3240 м. Большинство из них окаймлено высокими крутыми скалами, на которых снег не задерживается. Поверхность льда сильно, почти на одну треть, загрязнена мореной. У многих ледников есть береговые и конечные морены. Трещин на ледниках сравнительно немного. Средний уровень снеговой границы на г. Арагац — 3710 м, на Зангезурском хр. — 3620 м.

На уровне расположения ледников средняя температура января −12,8°, июля — августа +8,5, +9,2°. Осадков выпадает от 900—1000 мм на Зангезурском хр. до 1200—1250 мм на г. Арагац. Кроме осадков, выпадающих непосредственно из атмосферы, в питании ледников значительная роль принадлежит метелевому снегу и лавинам. Толщина снежного покрова на ледниках достигает 3,5—5 м. Интенсивность абляции очень разная в разных частях ледников в зависимости от степени их заморененности.

Балансовые наблюдения на ледниках Малого Кавказа не проводились, но по сравнению карт, составленных в 1893 и

1975 гг., площадь оледенения г. Арагац за этот период уменьшилась более чем вдвое, сократилась площадь оледенения и Зангезурского хр. [Каталог ледников. 1978].

Раздел 2
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ РАЙОН

Это район субтропического, умеренно континентального и резко континентального климата, получающий осадки с Атлантического океана по Средиземноморскому полярному фронту. Количество осадков колеблется от 250 до 2500 мм в год. Характерны переходные от морских к континентальным и континентальные наборы зон льдообразования и структур теплового баланса. Общая площадь оледенения 18 149 км^2.

На юге Средней Азии расположена крупная горная система Памиро-Алай, в которую входят горные хребты и нагорья между Ферганской долиной на севере и верховьями р.Амударьи на юге и западе. Памиро-Алай — один из крупнейших центров мощного современного оледенения. В его пределах только на территории СССР площадь, занятая ледниками и многолетними снегами, больше 9820 км^2. Ледники Памиро-Алая питают крупнейшие реки Средней Азии и оказывают большое влияние на жизнь и хозяйственную деятельность жителей этой высокогорной области и засушливых предгорных районов. Распределение ледников Памиро-Алая по основным гидрологическим районам показано в Прилож. № 2, табл. 23. Памиро-Алай состоит из двух частей — Памира и Гиссаро-Алая.

Памир

Высокогорная страна, смыкающаяся на юго-западе с горными системами Гиндукуша и Каракорума, на севере — с хребтами Гиссаро-Алая, на востоке — с Куньлунем, называется Памиром. На востоке к Памиру относятся Кашгарские горы с вершинами Конгур (7719 м) и Музтагата (7546 м), расположенные на территории Китая. В пределах СССР на Памире поднимаются вершины-семитысячники: пик Коммунизма (7495 м), пик Ленина (7134 м), пик Корженевской (7105 м) и много вершин выше 6000 м.

Памир имеет сложное геологическое строение. Разнообразные горные породы, от докембрийских до неогеновых (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, песчаники, глинистые сланцы и др.), собраны в сложные складки и образуют ряд широких дуг, обращенных вершинами на север. Их тектоническая основа была заложена еще в варисскую и киммерийскую эпохи горообразования, но окончательно они сформировались в эпоху альпийского орогенеза. Горообразовательные процессы, сопровождающиеся крупными разрывами и надвигами, продолжаются и в настоящее время — хребты Памира испытывают интенсивное поднятие, а депрессии у их подножий продолжают опускаться. Результатом является высокая сейсмичность территории (до 7—9 баллов).

Памирская горная страна представляет собой систему мощных хребтов широтного простирания, разделенных на западе глубокими узкими долинами, сливающихся на востоке в единый массив Восточного Памира с широкими долинами и бессточными котловинами на высотах около 4000 м, над которыми поднимаются хребты среднегорного типа.

Северным окраинным хребтом Памира является Заалайский хр., поднимающийся гигантской стеной над Алайской долиной, с пиком Ленина (7135 м) в центральной его части. К югу с Заалайского хр. протягиваются меридиональные хребты Академии Наук с пиком Коммунизма (7495 м) и Зулумарт с высотами до 6000—6400 м, которые являются крупными центрами современного оледенения. К востоку от хр. Зулумарт расположена бессточная котловина оз. Каракуль, ограниченная на востоке Сарыкольским хр. Хр. Академии Наук связывает восточные концы хребтов Петра I, Дарвазского, Ванчского и Язгулемского. Здесь многие вершины поднимаются выше 6000 м. Южнее протягиваются горные хребты широтного простирания — Музкол, Рушанский, Северо-Аличурский, Ваханский, а вдоль среднего течения р. Пяндж — меридиональный Ишкашимский хр.

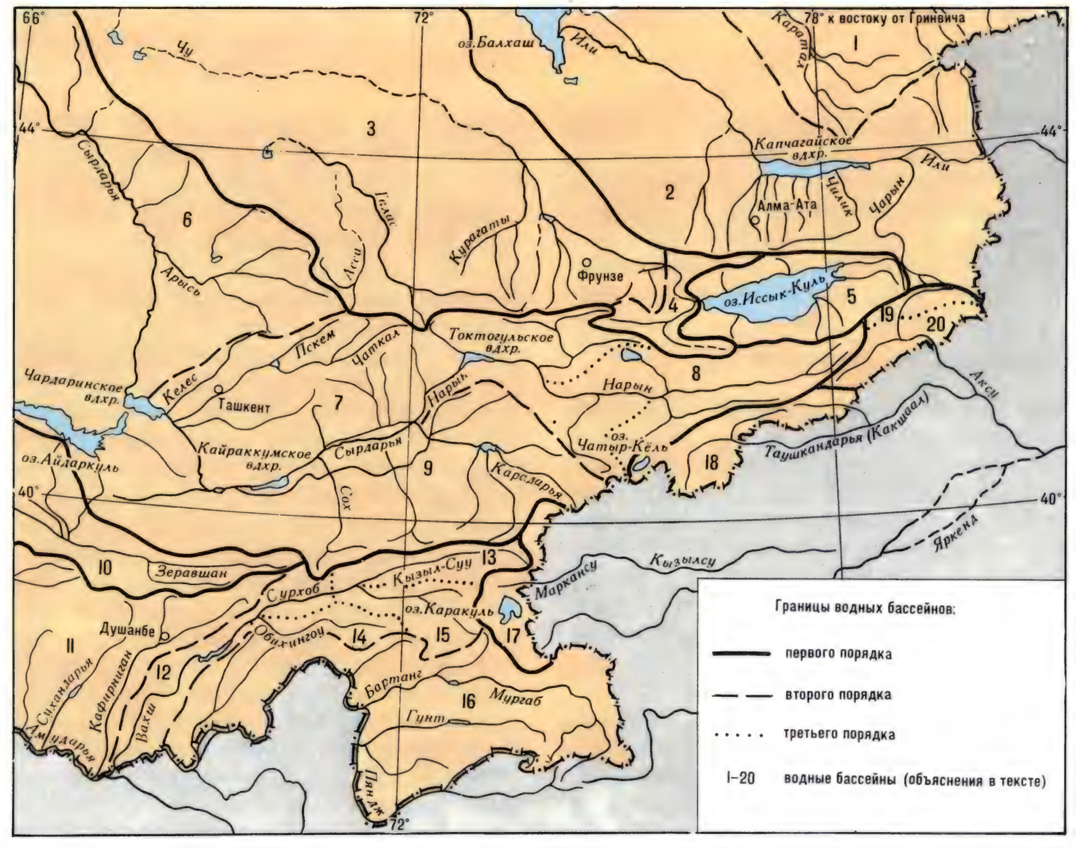


Схема водных бассейнов гор Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана. Составили Л. Д. Долгушин, Г. Б. Осипова

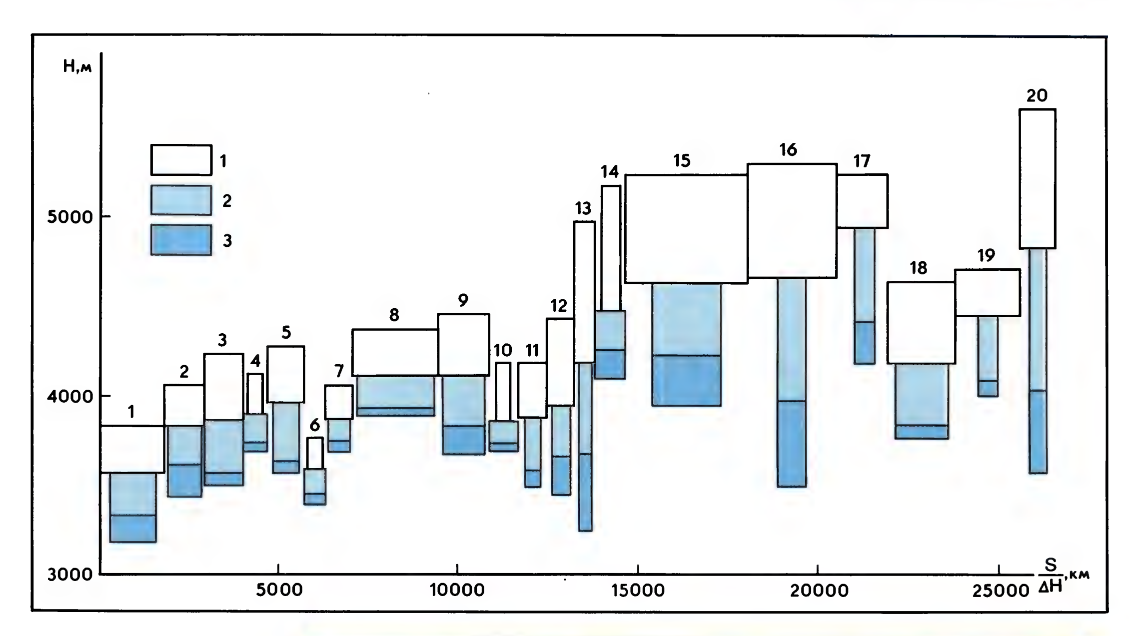
Водные бассейны. *Оз. Балхаш:* 1 — реки северного склона Джунгарского Алатау (Каратал, Аксу, Лепсы), 2 — р. Или (на территории СССР); 3 — среднее течение рек Чу, Талас и Асса; 4 — верховье р. Чу и ее правые притоки; 5 — реки южного склона хр. Кюнгёй-Ала-Тоо и северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо; 6 — реки Арысь, Пскем, Чаткал, 7 — р. Нарын (среднее течение), 8 — верховья р. Нарын, 9 — реки южного горного обрамления Ферганской долины; 10 — *р. Зеравшан; р. Амударья:* 11 — ниже устья р. Вахш (реки Кашкадарья, Сурхандарья, Кафирниган); р. Вахш: 12 — р. Сурхоб, 13 — р. Кызыл-Суу, 14 — р. Обихингоу, 15 — р. Муксу, 16 — р. Пяндж; 17 — *реки Маркансу, Кызыл-Суу-восточная, оз. Каракуль;* 18 — *р. Таушкандарья (Какшаал), оз. Чатыр-Кёль;* р. Аксу: 19 — р. Ак-Шыйрак, правые притоки и верховья р. Сары-Джаз; 20 — левые притоки р. Сары-Джаз и Аксу (Иныльчек, Каингды, Куюкан)

К л и м а т и ч е с к и е   у с л о в и я существования ледников на Памире, как и в других горных системах Средней Азии, определяются его положением в центре материка, циркуляцией высоких слоев атмосферы, высотой и расчлененностью гор, перехватывающих осадки из влагонесущих воздушных масс.

Поскольку Памир находится в зоне западного переноса воздушных масс, приносящих влагу из Атлантики, на Западном Памире осадков выпадает больше, чем на Восточном, экранированном с запада и севера гигантскими горными хребтами. Соответственно меняется уровень границы питания. Ниже всего она опускается в западной и северной частях Памира (до 3600—3800 м), лежит на высоте 4000—5000 м на Центральном Памире и достигает максимальной высоты на Восточном Памире (5000—5500 м).

Всего на Памире 6729 ледников общей площадью 7493,4 км². Хотя более 80% всех ледников имеют размеры до 1,1 км² и менее, они составляют всего 21% общей площади оледенения Памира. 54% площади оледенения приходится на ледники размерами от 1,1 до 25 км², а четвертую часть всей площади оледенения Памира составляют 25 ледников крупнее 25 км² (Прилож. № 2, табл. 24). В пределах Памира характер оледенения и его размеры сильно меняются с запада на восток.

На крайнем западе Памира, где высота гор невелика, ледники занимают



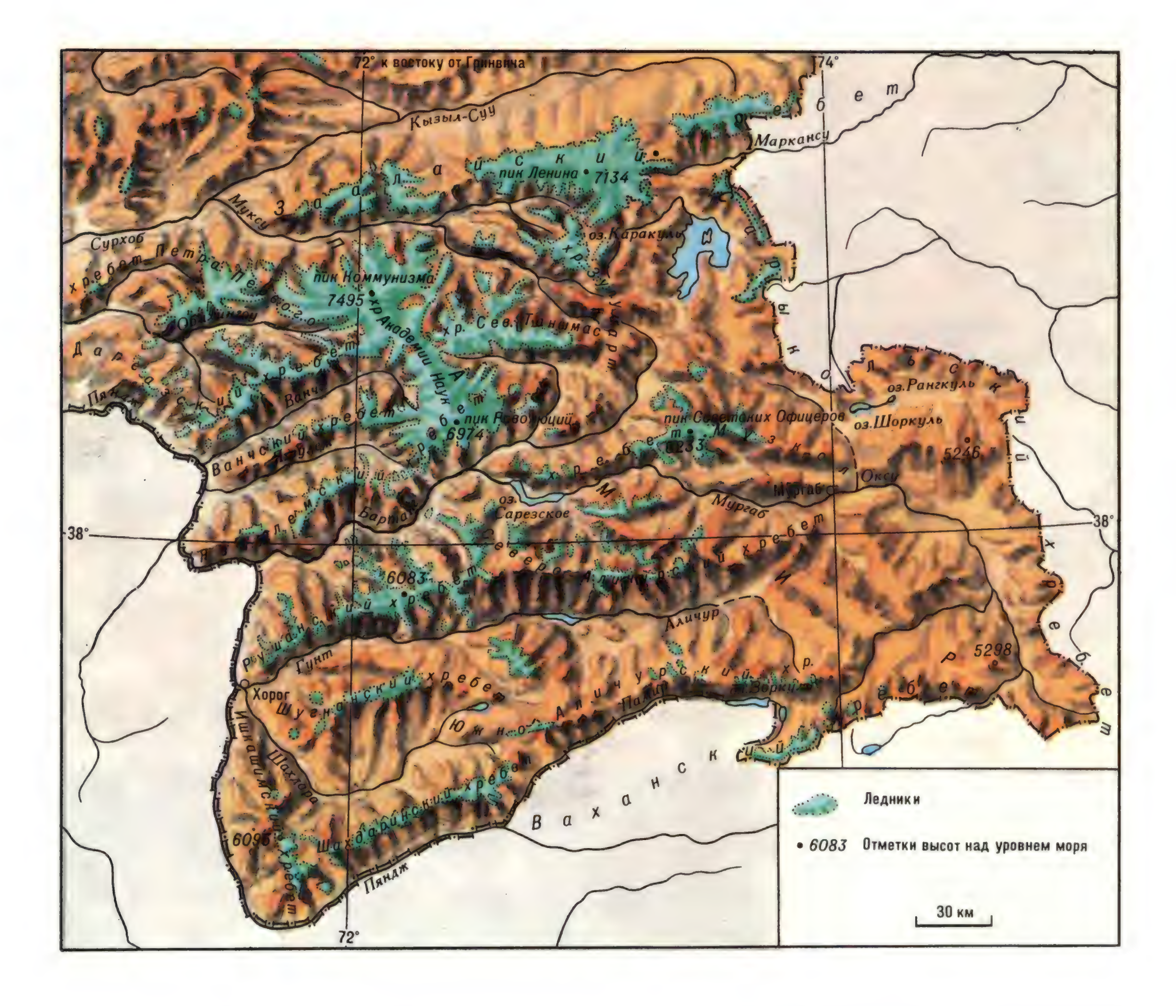
Высотное положение и соотношение площадей областей аккумуляции и абляции ледников Средней Азии по водным бассейнам (номера бассейнов см. на предыдущей схеме). 1) области аккумуляции, 2) области абляции, свободные от моренного покрова, 3) то же, закрытые моренным покровом [по: *Долгушин, Осипова, Рототаева.* 1982]



Памир. Общий вид. Фото Л. Д. Долгушина

верховья долин и кары на склонах в диапазоне всего 200—300 м по вертикали. Здесь преобладают мелкие ледники — каровые и небольшие долинные, постепенно сменяющиеся к востоку более крупными долинными и сложными долинными ледниками. Аккумуляция на ледниках превышает 200 г/см², а иногда достигает 300 г/см² в год. В период абляции таяние снега и льда значительно не только на ледниковых языках, но и в фирновых областях. Преобладают фирновый и теплый фирновый типы льдообразования.

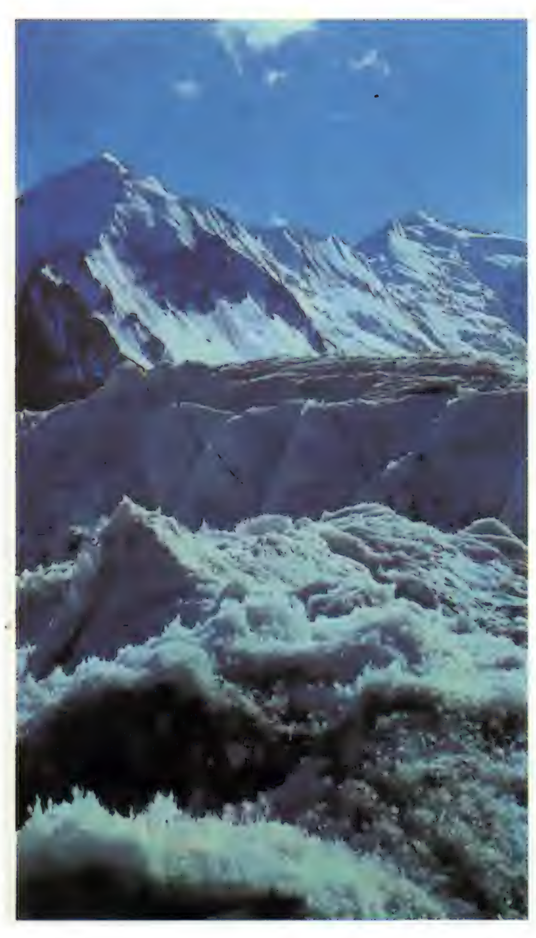
На Центральном Памире, где горы достигают очень больших высот и глубоко расчленены, условия существования ледников наиболее благоприятны. Здесь широко распространены все типы горных ледников, но основную массу составляют крупные дендритовые и сложные долинные ледники. Их вертикальный диапазон огромен (до 3000—4000 м, в среднем более 1000 м): начинаясь с высочайших горных пиков и водораздельных гребней, они спускаются в глубокие долины ниже верхней границы леса (до 2600—3000 м). Аккумуляция снега в фирновых областях ледников составляет 150—200 г/см² в год. Основным типом



Оледенение Памира
[по *Р. Д. Забирову*. 1955]

льдообразования является холодный фирновый, а на самых высоких вершинах (пик Коммунизма), где таяние практически отсутствует, — снежный. На низко спускающихся языках крупных ледников стаивает 8—10 м льда в год. Большие величины накопления атмосферных осадков в фирновых областях и интенсивное таяние на ледниковых языках обусловливают большую энергию оледенения и большие скорости движения льда (до 100—300 м/год). Скорости движения льда во время подвижек пульсирующих ледников, часто встречающихся на Памире, могут достигать нескольких километров в год, а за короткие интервалы времени — до 100 м/сут. Ледники производят большую геологическую работу, вынося огромную массу каменного материала, обрушивающегося на их поверхность со склонов долин, и выпахивая свое ложе в процессе движения. Практически на всех сложных долинных и дендритовых ледниках ниже границы питания хорошо видны гряды срединных и боковых морен, которые на концах ледниковых языков сливаются в сплошной плащ поверхностной морены. На леднике Федченко четко выраженные морены протягиваются на многие километры.

Восточный Памир — это высокогорная пустыня, окруженная еще более высокими горными хребтами, поднимающимися до 5500—6800 м над ур. м. Центром Восточного Памира принято считать оз. Каракуль, лежащее на высоте около 4000 м. К западу и востоку от озера горы поднимаются до 5200—5500 м, долины плоские, слабоврезанные, на северных склонах лежат небольшие ледники. Примерно такого же типа рельеф южной части Восточного Памира. Хребты Заалайский и Зулумарт много выше (6000—6800 м), их склоны сильно расчленены, и на них есть крупные долинные ледники с вертикальным диапазоном оледенения до 2000 м. Средний же диапазон оледенения всего Вос-



Сераки на леднике на хребте Кыз-Курган. Фото К. П. Роротаева

точного Памира небольшой, около 600 м.

К л и м а т Восточного Памира континентальный, сухой. Большая абсолютная высота и большая прозрачность атмосферы обусловливают интенсивную солнечную радиацию и низкие температуры воздуха, а закрытость с запада барьером высоких хребтов — большую сухость воздуха и малое количество осадков. Средние годовые температуры воздуха в районе оз. Каракуль−3, −7°. Зимой морозы достигают −40°. Лето прохладное, средняя температура июля +8,7°, но заморозки возможны в любой из летних месяцев. Осадков выпадает около 60 мм в год. На склонах хребтов, в районе границы питания и выше, осадков больше, что и обеспечивает существование современных ледников. Основная масса осадков выпадает весной и в начале лета в твердом виде. В разных частях Восточного Памира и на склонах разных экспозиций снегонакопление выше границы питания колеблется от 40—60 до 80—100 г/см^2 в год. Граница питания проходит на высоте 5030—5200 м, в среднем на 5140 м. Основные типы льдообразования — фирново-ледяной и ледяной.

Несмотря на большую интенсивность солнечной радиации, абляция на ледниках Восточного Памира небольшая, так как значительная часть радиации затрачивается не на таяние, а на испарение снега и льда. С этим связано образование так называемых кающихся форм избирательного таяния снега и льда в условиях преобладания прямой солнечной радиации, малой величины турбулентного теплообмена и большой отдачи тепла на испарение и эффективное излучение. Эти формы свойственны и другим ледниковым районам с сухим и холодным климатом (вулканы Южной Америки, высокогорные области Гималаев, антарктические «оазисы»).

Скорости движения ледников Восточного Памира небольшие. За исключением крупных долинных и дендритовых ледников, на которых концентрируются большие массы поверхностной морены, ледники Восточного Памира отличаются малой заморененностью. Они производят много меньшую транспортную и экзарационную работу по сравнению с ледниками Западного и Центрального Памира. Колебания их концов также невелики.

Деление Памира по характеру рельефа и климата на Западный, Центральный и Восточный широко применяется в геоморфологии. Однако граница между ними условна, так как в отдельных районах участки рельефа, характерные для Восточного Памира, чередуются с сильно расчлененным рельефом западнопамирского типа, и наоборот. Кроме того, граница между этими районами проводится по гребням хребтов или режет хребты на части. Поэтому, придерживаясь в общем описании Памира этого районирования, при характеристике оледенения мы сгруппировали все хребты Памира в 4 района: 1) Северный Памир, куда входит весь Заалайский хр.; 2) Центральный и Западный Памир, включающий хр. Академии Наук с примыкающими к нему с запада хребтами Пет-

ра I, Дарвазским, Ванчским, Язгулемским и хр. Северный Танымас; 3) Юго-Западный Памир — широтные хребты к югу от Язгулемского хр.; 4) Восточный Памир — хребты Зулумарт, Сарыкольский, Музкол и др. в юго-восточной части Памира. По этим районам даются и общие статистические данные (Прилож. № 2, табл. 25—27).

Северный Памир

Заалайский хр. тянется с запада на восток, от слияния рек Муксу и Кызылсу до пика Отчайло (5820 м) на границе с Китаем. Средняя высота хребта 5500 м, высшая точка — пик Ленина (7134 м). Огромная высота и монолитность хребта обусловливают мощное современное оледенение. Вдоль всей осевой части хребта по обоим его склонам тянется полоса фирновых полей, питающих крупные ледники, прерывающаяся лишь в районах перевалов Терсагар и Кызыларт. Эти перевалы делят хребет на три части: западную, центральную и восточную, отличающиеся друг от друга по характеру рельефа и оледенения. Наиболее значительно оледенение центральной части хребта, где от массива пика Ленина во все стороны стекают крупнейшие ледники Заалайского хр. — Ленина, Корженевского, Октябрьский, Большой Саукдара и др.

Северный склон Заалайского хр., поднимающийся над Алайской долиной, получает больше осадков, чем южный, за счет влажных воздушных масс, проникающих сюда по долине р. Сурхоб-Кызылсу. Высота фирновой линии на северном склоне увеличивается с запада на восток от 4200 до 4500 м, на южном склоне она значительно выше — от 4500 до 5400 м. Всего на Заалайском хр. 550 ледников общей площадью 1329,3 км^2.

Западный участок хребта длиной 64 км тянется от слияния рек Муксу и Кызылсу до перевала Терсагар. Его средняя высота 5100 м, высшая точка — пик Сат (5900 м) на южном отроге хребта. Северный склон, обращенный к Алайской долине, широкий и пологий, здесь нет ни глубоких долин, ни высоких отрогов. Южный — крутой и скалистый. Его долины имеют характер висячих трогов, круто обрывающихся к р. Муксу.

На этом участке хребта 135 ледников, их площадь 222 км^2. Из них 44 ледника площадью 94,6 км^2 расположено на северном склоне, остальные — на южном. Наиболее распространены долинные и карово-долинные ледники.

Ледник Кызылсу (дл. 13,3 км, пл. 22,5 км^2) — самый большой на этом участке. Расположен на южном склоне у северо-восточного основания пика Сат. Основной ствол ледника сливается из двух почти равных по длине ветвей, и его язык шириной от 400 до 700 м из боковой долины вытекает в долину р. Кызылсу и спускается вниз по ней еще на 3 км.

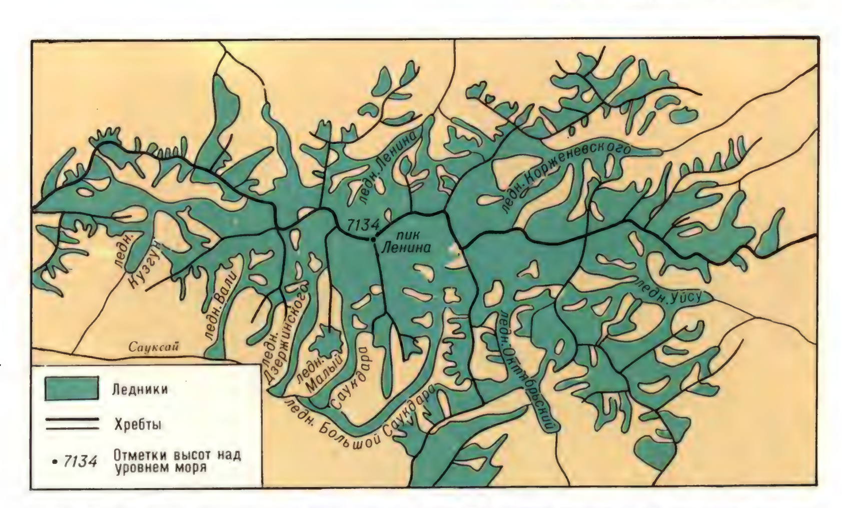
Центральный участок Заалайского хр. наиболее высокий и монолитный. Его длина 92 км, средняя высота около 6000 м, высшая точка — пик Ленина. Здесь сосредоточено 60% всей площади оледенения хребта — 334 ледника площадью 803,7 км^2. Характер оледенения определяют крупные дендритовые, сложные долинные и котловинные ледники. 16 ледников крупнее 10 км^2 имеют общую площадь 504,7 км^2.

На северном склоне 98 ледников площадью 361,7 км^2. 95% этой площади приходится на долю простых и сложных долинных и котловинных ледников.

Ледники северного склона формируются в крутостенных цирках осевой зоны хребта и сползают вниз в зону более пологого рельефа. Это главным образом крупные котловинные и долинные ледники с короткими и широкими языками. Исключением является сложный долинный *ледник Корженевского,* который течет в глубокой долине между главным хребтом и его северо-восточным отрогом. Поверхность языка на $^2/_3$ покрыта моренным чехлом. Ледник принимает 5 крупных притоков. Фирновая линия на нем расположена значительно выше, чем на других ледниках северного склона, в связи с тем, что высокие хребты, окружающие ледник, перехватывают бóльшую часть осадков, приносимых западными воздушными потоками. Существование ледника таких больших размеров возможно здесь только из-за исключительно благоприятной орографии.

Ледник Ленина (дл. 13,5 км, пл. 55,3 км^2) — крупнейший котловинный

Оледенение центральной части Заалайского хребта. Составила Г. М. Варнакова



Конец пульсирующего притока ледника Ленина. Фото Л. Д. Долгушина



ледник северного склона Заалайского хр. Он имеет обширный фирновый бассейн на склоне пика Ленина и короткий язык. Поверхность ледника чистая, трещин мало. Его правый приток, отделенный от ледника скалистым нунатаком, дважды активизировался за последние 40 лет: в 1945 и 1969 гг. При этом поверхность ледникового языка была разбита трещинами, а широкий выпуклый лоб продвигался за нунатак на 500 и 1000 м. По завершении подвижек конец ледника разрушался и отступал.

На южном склоне центрального участка хребта 236 ледников площадью 442,0 км^2. Как и на северном склоне, бóльшая часть площади приходится на ледники долин (91%). Много крупных ледников, площади 13 из них превышают 5 км^2, в том числе 4 ледника крупнее 25 км^2, и на их долю приходится 49% общей площади оледенения. Это ледники Кузгун, Большой Саукдара, Октябрьский и Уйсу.

Ледник Октябрьский (дл. 19,0 км, пл. 88,2 км^2) лежит на стыке Заалайского



Конец ледника Октябрьского (Восточный Памир). Фото К. П. Ротоаева

хр. с хр. Зулумарт в верховьях р. Коксай (бассейн оз. Каракуль). Его основной поток спускается с высоты 6600—6800 м с крутого южного склона Заалайского хр. до самого гребня, сплошь покрытого фирном и снегом. Область питания состоит из 6 широких камер. Язык на всем протяжении разбит трещинами, сильно раздроблены также боковые притоки. Хорошо выражены срединные морены — их темные полосы прослеживаются до конца ледника. Поверхность льда, свободная от морены, покрыта абляционными формами рельефа. Правые притоки, стекающие с восточного склона хр. Зулумарт, имеют узкие заморененные языки, прижатые главным стволом к правому борту долины.

Дендритовый *ледник Уйсу* расположен к востоку от ледника Октябрьский в верховьях р. Уйсу. Мощные потоки льда, веером спускающиеся со склонов гребня высотой 6000 м, соединяются на дне долины в общий язык шириной около 1,5 км. Бóльшая его часть закрыта мореной. Крутой, местами обрывистый фронт ледникового языка расположен на высоте 4390 м.

К западу от ледника Октябрьского, по другую сторону хр. Зулумарт, с южного склона Заалайского хр., в районе пика Ленина, спускаются 4 крупных ледника — Большой Саукдара, Малый Саукдара, Дзержинского и Вали. Эти ледники имеют обширные фирновые области, лежащие на больших высотах, и узкие длинные языки. Особенностью этих ледников являются периодические подвижки их языков, во время которых они спускаются в пойму р. Сауксай и перегораживают ее.

Ледник Большой Саукдара (дл. 20,6 км, пл. 23,5 км^2) расположен в верховьях р. Сауксай. Ниже активного конца до высоты 3940 м лежит большой участок мертвого льда. Этот ледник активизировался в 1970-х годах, и на его крутом повороте в долине р. Северный Зулумарт образовалось подпрудное озеро. В августе 1977 г. озеро прорвалось, оставив севшие на грунт айсберги.

Ледник Малый Саукдара (дл. 14,3 км, пл. 23,5 км^2) продвигался в 1966 и 1974—75 гг. Его язык выползал в виде широкой лопасти более чистого льда на погребенный под мореной язык ледника Большой Саукдара. Во время подвижки 1974—1975 гг. скорость продвижения конца ледника была 6 м/сут., было вынесено около 100 млн м^3 льда и около 0,5 млн т

морены. Площадь ледника увеличилась на 1,5 км². После каждой из этих подвижек ледник снова отступал в свою долину. После последней подвижки в пойме р. Сауксай остался трехъярусный участок льда — внизу погребенный лед ледника Большой Саукдара, затем не успевший растаять остаток льда предыдущей подвижки ледника Малый Саукдара и, наконец, сверху — лед его последней подвижки.

Ледник Дзержинского (дл. 14,9 км, пл. 19,0 км²) начал быстро продвигаться в 1973 г., и к июлю 1975 г. его конец выполз на пойму р. Сауксай, распластавшись на площади около 0,5 км². Всего несколько метров отделяло фронт ледника от противоположного борта долины, оставляя свободным проход для реки.

Примерно в это же время происходило продвижение *ледника Вали* (дл. 7,6 км, пл. 11,9 км²). В мае 1976 г. фронт этого ледника не доходил до левого борта долины р. Сауксай примерно на 60—80 м, расползаясь по плоскому дну долины в виде «львиной лапы». Нижние 6 км ледникового языка были расколоты сетью трещин, а в верховьях поверхность понизилась на 30—50 м. Весной 1977 г. фронт ледника уже на протяжении 300 м упирался в левый борт долины, перегораживая русло р. Сауксай, которая текла под ледником [*Десинов и др.* 1977]. Западнее есть еще несколько крупных ледников, но в целом оледенение становится менее значительным.

Восточный участок Заалайского хр. длиной 30 км от перевала Кызыларт до пика Отчайло имеет среднюю высоту 5500 м, максимальную — 6610 м (пик Курумды). На этом участке 81 ледник общей площадью 303,6 км².

45 ледников площадью 240,1 км² находятся на северном склоне хребта. Здесь 8 ледников крупнее 5 км². Самые большие — ледники Кызылсу и Нура.

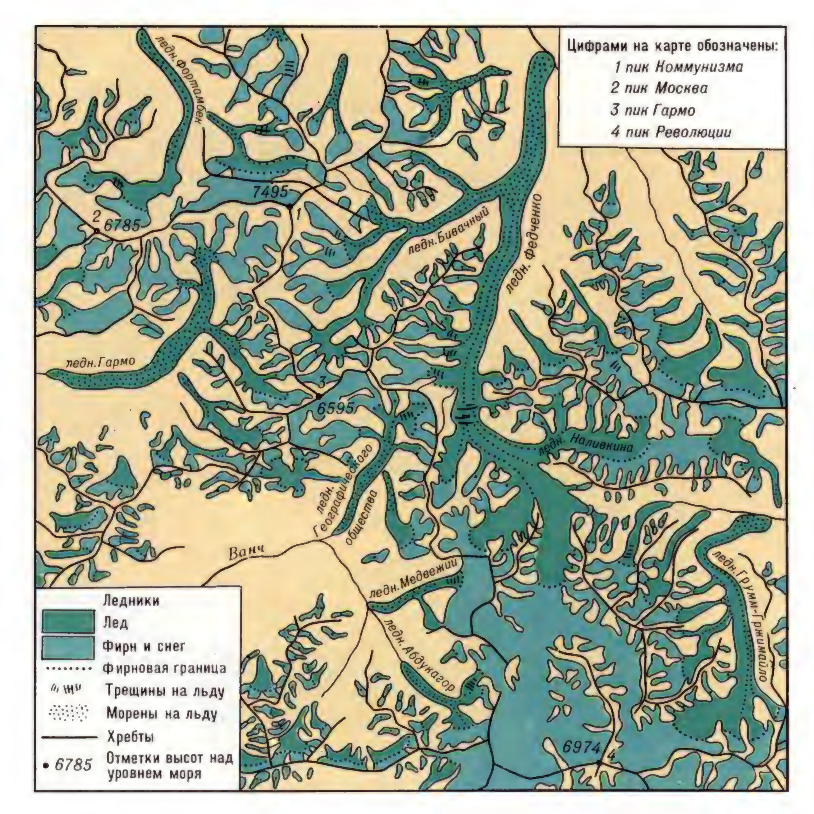
Ледник Кызылсу (дл. 15,1 км, пл. 43,0 км²) — сложный долинный ледник. Его главный поток имеет трехкамерную область питания, язык разбит трещинами и расчленен сетью водотоков, а конец покрыт сплошным моренным чехлом. Левые притоки, расположенные в узких крутых долинах на восточном склоне отрога Заалайского хр., по типу близки к туркестанским. Области питания правых притоков лежат в обширных высоколежащих карах.

Ледник Нура состоит из двух потоков почти одинаковой площади, текущих навстречу друг другу с запада и востока. Их области питания вытянуты вдоль оси хребта. После слияния они образуют короткий язык шириной более 3 км, текущий на север.

На южном склоне этого участка вследствие большой сухости воздуха площадь оледенения значительно меньше, чем на северном (36 ледников площадью 63,5 км²). Фирновая линия поднимается здесь до 5200—5500 м. 35% площади приходится на ледник Курумды, расположенный в долине, защищенной от влияния сухих и жарких ветров Таримской впадины юго-западным отрогом Заалайского хр. Два крупных потока спускаются по узким и глубоким долинам на юг. Их языки разбиты трещинами и имеют в верхних частях ледопады. После слияния этих потоков ледник поворачивает на запад, заполняя собой все днище долины от борта до борта до высоты 4480 м. Ниже активного конца языка лежит поле мертвого льда площадью около 3 км². Сюда спускается конец ледника, бывшего прежде притоком *ледника Курумды,* а в настоящее время отделенного от него руслом реки. Поверхность мертвого льда рассечена водотоками, провалами, покрыта озерками.

Западный и Центральный Памир

Хр. Академии Наук мощным барьером протянулся от долины р. Муксу на севере до Язгулемского хр. на юге. Его средняя высота 5760 м, высшая точка — пик Коммунизма — 7495 м. К западному склону хребта примыкают хребты Петра I, Дарвазский, Ванчский и Язгулемский. Широкие долины рек Обихингоу, Ванча и Язгулема врезаны почти до самого гребня хр. Академии Наук, и влажные западные и юго-западные воздушные потоки свободно поднимаются в их верховья и через перевальные седловины попадают на восточный склон хр. Академии Наук, где годовое количество осадков достигает 1000—1500 мм. Большая аккумуляция снега (от 100 до 200



Оледенение
Центрального Памира.
Составила
Г. М. Варнакова

г/см² в год), значительная высота гор и их глубокое расчленение создают благоприятные условия для существования здесь крупного узла оледенения. Восточный склон хр. Академии Наук в своей южной части настолько погребен снегом и льдом, что «затонувшие в море льда отроги хребта представляют здесь как бы архипелаг островов из небольших цепей и отдельных скал, поднимающихся на 300—500 м над поверхностью льда» [*Корженевский,* 1948. С. 79].

Всего на Западном и Центральном Памире 2187 ледников общей площадью 3480,1 км², что составляет 46,5% общей площади оледенения всего Памира. В западной части района из-за сравнительно небольшой высоты хребтов оледенение представлено главным образом мелкими каровыми и висячими ледниками; к востоку, с увеличением высоты гор, появляются долинные и сложные долинные ледники все более крупных размеров, и максимального развития оледенение достигает в районе хр. Академии Наук и стыка его с хребтами Петра I, Дарвазским, Ванчским и Язгулемским. Здесь расположены крупные сложные долинные и дендритовые ледники с широкой сетью притоков, а мелкие долинные и каровые ледники большей частью составляют второй ярус оледенения и находятся на склонах долин над языками крупных ледников, от которых многие из них отчленились в недавнее историческое время.

На хребтах Западного и Центрального Памира 51 ледник имеет площадь более 10 км² каждый, из них 16 ледников крупнее 25 км², и среди них ледник Федченко, площадь которого вместе с притоками 649,6 км².

На **хр. Академии Наук** 139 ледников общей площадью 1134,4 км². 90% этой площади (1018 км²) приходится на 11 крупных сложных долинных и дендритовых ледников, многие из которых получают питание также со склонов хребтов Петра I, Дарвазского, Ванчского, Язгулемского, Северный Танымас и др. Таким образом, общая площадь оледенения хр. Академии Наук несколько завышена за счет других хребтов Западного и Центрального Памира.

Ледник Федченко был открыт и назван в 1878 г. В. Ф. Ошаниным, однако он не смог увидеть весь ледник и в полной мере оценить его размеры. Это было сделано топографом И. Г. Дорофеевым, составившим в 1928 г. первую карту ледника и прилегающей территории. В период 2-го МПГ на леднике работала экс-

Центральный Памир. Снимок из космоса с ИСЗ «Ландсат»



педиция, которая наряду с научными исследованиями построила в средней части ледника на высоте 4200 м обсерваторию. Наблюдения на ней продолжаются и по сей день. Большие исследования проводились на леднике Федченко гляциологической экспедицией АН Узбекской ССР в 1957—1958 гг. [Ледник Федченко. Т. I, II. 1962].

Морфологически это дендритовый ледник, основной поток которого начинается в большой фирновой мульде, расположенной на высоте около 6300 м у подножия пика Революции на Язгулемском хр. Широкий и сравнительно пологий язык ледника тянется на 77 км, принимая справа и слева крупные притоки.

Первые боковые морены начинаются на высоте 4650 м. В районе устья *ледника Елены Розмирович* образуется небольшой ледопад, после чего язык снова становится пологим. После впадения ледника Кашалаяк появляются валы срединных морен, которых становится все больше по мере впадения ледников-притоков, и они длинными ровными рядами тянутся вниз по леднику. На полосах чистого льда между ними встречаются сераки, ледяные столы, «муравьиные кучи». В районе впадения ледника Бивачного на поверхности много озер. Нижние 6 км языка покрыты сплошным моренным чехлом. Ледниковый язык оканчивается на высоте 2909 м над ур. м.

В среднем течении ледника происходит бифуркация части основного ствола через перевальное понижение в бассейн р. Танымас и образование ледника *Танымасский Лоскут* длиной 2 км.

Крупные притоки ледника Федченко приурочены к высочайшим горным массивам — пикам Коммунизма, Гармо и хр. Северный Танымас. Это *ледники Бивачный, Наливкина, Витковского* и др. Ледник Бивачный (дл. 30,1 км, пл. 37,1 км^2) является пульсирующим ледником. Всего в системе ледника Федченко 45 ледников. Из фирновой области ледника

Федченко и его притоков лед и фирн в ряде мест перетекают через перевальные седловины в системы других ледников. Высота фирновой линии на главном стволе ледника 4700 м, на его притоках она колеблется от 4200 м в районе *ледника Кашалаяк* до 4700—4900 и еще выше на ледниках Танымасской группы.

Поверхность большинства крупных притоков имеет сравнительно небольшие уклоны, в то время как малые ледники-притоки спускаются круто и разбиты трещинами. Как на поверхности ледников, так и в устьях боковых долин и в краевых депрессиях много озер, прорывы которых вызывают подъем уровня в р. Сельдара.

Средняя годовая скорость движения льда в фирновой области ледника Федченко 216 м, в средней части ледника — 252 м и близ конца языка — 126 м. В ледниках-притоках по единичным измерениям в период МГГ скорость движения льда составляла: на леднике Кашалаяк — 27 см/сут., Наливкина — 18, Академии Наук — 15, Розмирович — 11 см/сут.

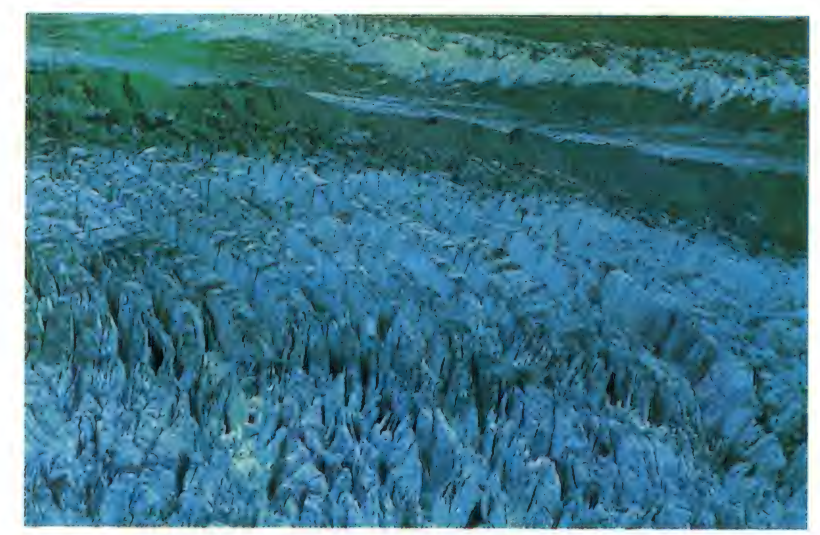
Мощность льда в средней части языка ледника Федченко 700 — 1000 м, в нижней части 300 — 400 м. Под ледником находится промежуточный слой сцементированной льдом морены. Средняя скорость таяния на языке ледника колеблется от 3,5 до 6 см в сутки, а за год стаивает от 2,5 до 3,5 м чистого льда.

В 1868 и в 1910 — 1913 гг. ледник Федченко наступал и за 1 — 3 года продвигался на 800 — 1000 м. В 1914 г. ледник перегораживал долину р. Баляндкиик и упирался в ее правый скалистый склон, в результате чего река текла подо льдом толщиной 50 м. В дальнейшем происходило сокращение ледника, и за 50 лет (1914 — 1964 гг.) его язык отступил на 580 м; с 1928 по 1958 г. поверхность нижней части языка понизилась на 10 м. В результате деградации ледник Федченко потерял связь с целой системой притоков (Малый Танымас, Косиненко, Улугбека, Алерт и др.). В то же время поверхность фирновой области повысилась примерно на 12 м [*Берзон и др.* 1960; *Суслов.* 1960; *Чертанов.* 1960; *Кузнецов, Квачев.* 1982].

Ледник Мушкетова (Карасель) (дл. 14,0 км, пл. 17,1 км²) расположен в северной части хр. Академии Наук. Моренные отложения перед его концом свидетельствуют о том, что в прошлом ледник перегораживал долину р. Муксу и выше ледяной плотины образовывалось Додарекское озеро длиной 12 км и шириной до 2 км. Это озеро имело 2 уровня, и на более низком из них существовало около 70 лет. Затем ледник отступил, и озеро было спущено [*Марков.* 1936]. Резкая подвижка этого ледника происходила между 1904 и 1910 гг., когда его выпуклый, разбитый трещинами язык выползал в долину р. Муксу [*Корженевский.* 1922]. Затем ледник отступил глубоко в ущелье р. Карасель и в настоящее время оканчивается на высоте 2870 м.

Ледник Гармо (дл. 30,4 км, пл. 114,6 км²) находится на западном склоне хр. Академии Наук, в верховьях р. Обихингоу, между хребтами Петра I и Дарвазским. Он образуется из 4 крупных ледяных потоков, которые сами являются сложными ледниками с разветвленной сетью притоков. Это *ледники Липского, Беляева, Вавилова, Шокальского.* В нижней части на протяжении 7 км язык ледника Гармо сплошь покрыт моренным чехлом, его поверхность бугристая, много мелких озер.

В верховьях р. Ванч, на стыке Дарвазского хр. с хр. Академии Наук, расположен *ледник Географического Общества* (дл. 24,2 км, пл. 64,4 км²). Он образуется от слияния двух потоков, области питания которых лежат в обширных фирновых мульдах у основания пиков Гармо и Ком. Академии. Ледник принимает несколько притоков, один из которых, ледник Кашалаяк, смыкается в фирновой области с одноименным ледником, притоком ледника Федченко. *Ледник Красноармейский* (дл. 11,2 км, пл. 15,7 км²), являвшийся в 1948 г. притоком ледника Географического Общества, в 1965 г. не соединялся с главным стволом. Не так давно ледник Географического Общества выдвигался в долину р. Ванч и перегораживал ее, образуя подпрудное озеро объемом более 50 млн м³. Об этом свидетельствуют свежие моренные отложения ниже современного конца ледника и следы нескольких уровней подпрудного



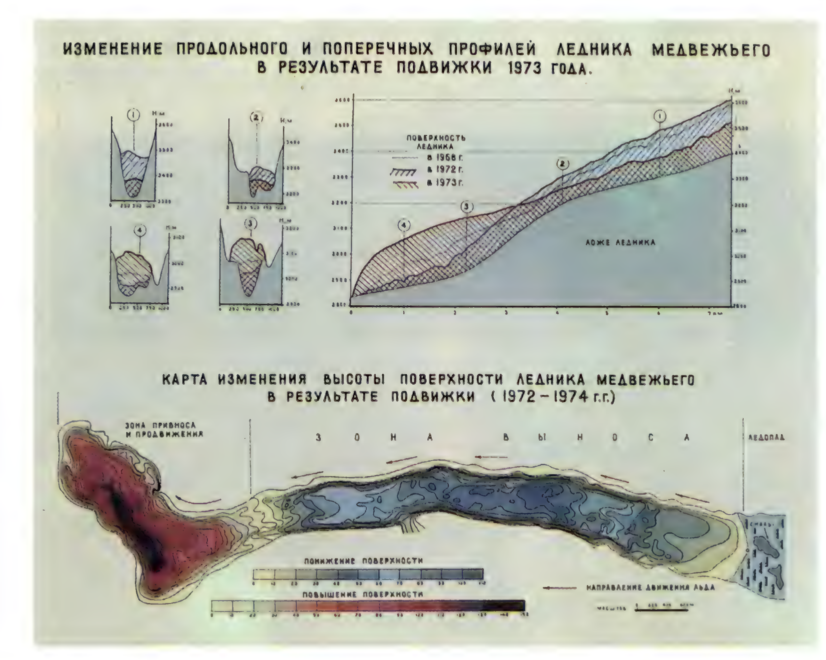
Трещины на леднике Географического Общества, возникшие при быстрой подвижке ледника.
Фото Л. Д. Долгушина

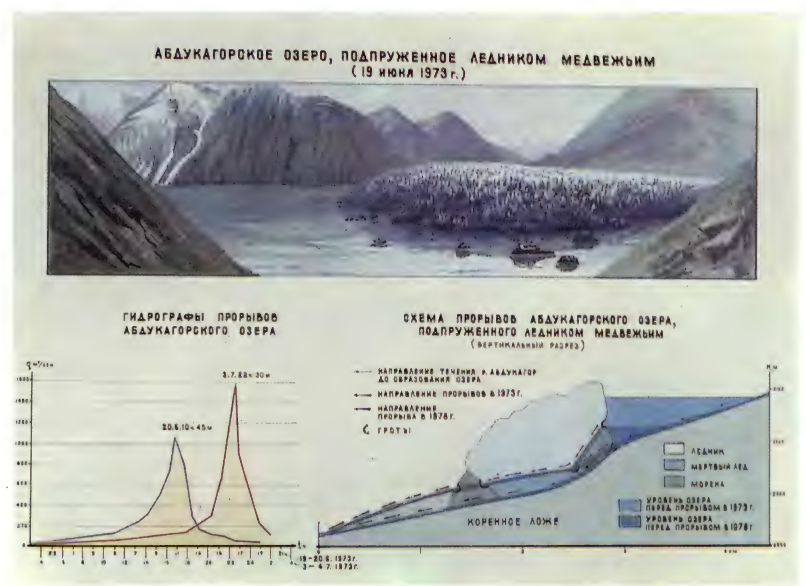


Ледник Медвежий наступает на поселок Хрустальный (май 1973 г.).
Фото Л. Д. Долгушина

озера на склонах. В 1916 г. конец ледника еще находился в 2,6 км ниже современного, но озера уже не было. В 1949 г. нижние 6,5 км языка были сплошь покрыты мореной, на которой встречались заросли ивняка [*Забиров*. 1950]. Однако в 1965 — 1970 гг. мы наблюдали активизацию ледника — в его нижней части появились свежие трещины, в которые вверх корнями сваливались кусты ивняка. Скорость движения льда в 3 км от конца составляла 50 — 60 м/год. Резко увеличил свою активность правый исток ледника, его поверхность была раскола поперечными трещинами, пересекавшими ледник от борта до борта, а скорость движения льда превысила 400 м/год. Активизируется временами также *ледник Кашалаяк,* путь по которому на ледник Федченко бывает то сравнительно легко проходим, то совершенно непреодолим.

На западном склоне хр. Академии Наук, в бассейне р. Абдукагор, притока р. Ванч, расположен *ледник Медвежий* (дл. 15,8 км, пл. 25,3 км^2). Это долинный ледник с широким плоским бассейном питания, соединяющимся в пригребне-





Подвижка ледника Медвежьего и прорыв Абдукагорского подпрудного озера (1973 г.): вверху — схема подвижки, внизу — прорыв озера. Репродукции со стенда Музея землеведения МГУ. Авторы Л. Д. Долгушин, Г. Б. Осипова

вой части хребта через невысокий ледораздел с истоками ледника Академии Наук, притока ледника Федченко. Крутым 900-метровым ледопадом из этого бассейна в глубокое ущелье спускается узкий и длинный язык ледника Медвежьего.

Этот ледник — один из наиболее известных и хорошо изученных пульсирующих ледников не только в СССР, но и во всем мире. Для этого ледника характерны быстрые подвижки, в результате которых ледниковый язык продвигается за несколько месяцев на 2 км вниз по долине и перегораживает долину р. Абдукагор, где быстро наполняется подпрудное озеро объемом до 20 млн м^3. Прорывы озера происходят по внутриледным каналам через язык ледника Медвежьего и вызывают разрушения в Ванчской долине. Известны подвижки этого ледника в 1916, 1937, 1951, 1963 и 1973 гг. Две последние были одними из немногих подвижек пульсирующих ледников, наблюдавшихся гляциологами, а в результате исследований, проводившихся на этом леднике с 1963 г., подвижка 1973 г. была предсказана нами заранее, что по-

зволило заблаговременно принять меры для защиты хозяйственных сооружений от паводка. Результаты исследований на леднике Медвежьем опубликованы в монографии «Пульсирующие ледники» [*Долгушин, Осипова.* 1982].

Хр. Северный Танымас протянулся в широтном направлении на 58 км от среднего течения ледника Федченко до перевала Тахта-Корум (4525 м), отделяющего его от хр. Зулумарт. Высшая точка, пик Крутой Рог (6025 м), находится в более высокой западной части хребта. Северный склон хребта осложнен несколькими отрогами — водоразделами между левыми притоками р. Баляндкиик. Крупнейшие из них — хр. Кызкурган и хр. Баляндкиик. К югу от хр. Северный Танымас параллельно ему тянется хр. Арал.

Рельеф западной части хребта характеризуется глубоким расчленением; к востоку, к верховьям р. Баляндкиик, происходит постепенный переход к рельефу Восточного Памира с небольшой относительной высотой и менее значительным расчленением. Высота фирновой линии увеличивается от 4700 — 4800 м в западной части хребта до 5000 — 5200 в восточной.

Благодаря большим высотам, достаточно большому количеству осадков (800 — 1000 мм в западной части) и сильной расчлененности рельефа на хр. Северный Танымас находится значительное оледенение, приуроченное главным образом к более высокой западной части хребта. Всего на хр. Северный Танымас с его отрогами и на хр. Арал 318 ледников общей площадью 473,9 км^2. Из них 22 ледника площадью 78,3 км^2 относятся к бассейну ледника Федченко, 171 ледник площадью 78,3 км^2 — к бассейну р. Баляндкиик (р. Муксу) и 124 ледника площадью 117,9 км^2 — к бассейну р. Танымас (р. Бартанг).

На южном склоне хребта два крупных ледника — *Наливкина* и *Северный Танымас* — расположены в сквозной долине между основным хребтом и хр. Арал. Ледник Наливкина (дл. 13,5 км, пл. 87,7 км^2) является правым притоком ледника Федченко, и в площадь оледенения хр. Северный Танымас не входит. Его широкий и пологий язык течет на запад, получая многочисленные притоки, питаемые обширными фирновыми полями, расположенными на южном склоне хр. Северный Танымас и на северном склоне хр. Арал. Аналогичное строение имеет текущий по той же долине в противоположную сторону ледник Северный Танымас длиной 18,0 км, площадью 55,0 км^2. Ледораздел между этими ледниками — перевал Арал — слабо выражен. У восточного конца хр. Арал ледник Северный Танымас резко поворачивает на юг и крутым узким языком сползает по дну глубокого ущелья, оканчиваясь на 200 м выше тальвега р. Танымас на высоте 3720 м над ур. м. Язык ледника трудно проходим из-за крутизны и широкого развития трещин и сераков. К востоку от ледника Северный Танымас ледники становятся мельче.

Всего на южном склоне хр. Северный Танымас и на северном склоне хр. Арал (без ледника Наливкина) 117 ледников общей площадью 115,7 км^2. На южном склоне хр. Арал 10 висячих ледников общей площадью 7,9 км^2.

На северном склоне хр. Северный Танымас и на его северных отрогах 191 ледник имеет общую площадь 350,3 км^2. В верховьях многочисленных долин, расчленяющих склоны этих хребтов, располагаются крупные долинные и каровo-долинные ледники, составляющие более 50% общего числа и 93% общей площади оледенения склона. Каровые и висячие ледники приурочены к более низким частям хребта и его отрогов.

Самый большой ледник северного склона хр. Северный Танымас — *ледник Косиненко* (дл. 15 км, пл. 36,7 км^2). Это сложный долинный ледник с хорошо развитой областью питания, расположенной на стыке хр. Северный Танымас с хр. Кызкурган. На карте 1928 г. он показан притоком ледника Федченко, однако в 1934 г. его язык отступил от основного ствола на 2 км, а к 1949 г. это расстояние увеличилось до 6 км, и в устьевой части долины образовалось подпрудное озеро, существующее и в настоящее время. На западном склоне хр. Кызкурган есть еще несколько крупных ледников — *ледник Улугбека* (дл. 7,0 км, пл. 8,9 км^2), *ледник Алерт* (дл. 4,0 км, пл. 4,5 км^2) и др. В конце 50-х — начале



Один из крупных ледников Танымасской группы. Центральный Памир. Фото Л. В. Десинова

60-х годов они активно наступали, в то время как другие ледники отступали. Между 1959 и 1964 гг. ледник Улугбека наступил на 480 м.

В бассейне р. Кызкурган 38 ледников площадью 104,2 км^2. Крупнейший из них — сложный долинный *ледник Северный Кызкурган* (дл. 10,5 км, пл. 22,9 км^2). Долинные ледники площадью от 5 до 12 км^2 спускаются в долину Кызкурган с восточного склона хр. Кызкурган. На противоположном склоне (западном склоне хр. Баляндкиик) ледников меньше и они мелкие. Долинные ледники бассейна р. Кызкурган сильно заморенены — иногда бывает трудно определить, где кончается ледник и начинается поток щебня.

На восточном склоне хр. Баляндкиик, в верховьях левых притоков р. Баляндкиик, расположены сложные долинные *ледники Южный Каракайшан, Северный Джайляукумсай* и *Джайляукумсай* площадью от 11 до 17 км^2. В верховьях долина р. Баляндкиик представляет собой широкий трог, в который спокойно вливаются троги притоков с широкими долинными ледниками в верховьях, оканчивающимися на высотах 4400 — 4600 м. Почти на всех ледниках хорошо развиты боковые морены, а срединная и поверхностная встречаются редко. К востоку размеры ледников уменьшаются.

Хр. Петра I отходит от хр. Академии Наук в районе пика Коммунизма. Длина хребта 200 км, высшая точка — пик Москва (6785 м). Характерной особенностью рельефа хр. Петра I являются остатки древних выровненных поверхностей, поднятых на большую высоту

(5400 — 5600 м), на которых скапливаются огромные массы снега, питающие ледники. Одна из таких поверхностей — *Памирское фирновое плато.*

Современное оледенение хр. Петра I представлено 487 ледниками общей площадью 479,7 км². Основная доля этой площади приходится на крупные долинные ледники, расположенные в более высокой восточной части хребта.

Западная часть хребта (к западу от плато Тупчек) имеет незначительную среднюю высоту (4300 м), и ледники существуют только благодаря обильным осадкам, приносимым влажными потоками воздуха вдоль долины р. Сурхоб. Граница питания здесь опускается до самых низких на Памире значений — 3600 — 3800 м на северном склоне и 3700 — 3900 м на южном. На этом участке хребта 137 ледников, их общая площадь 46,8 км². Ледники мелкие, в среднем 0,3 — 0,5 км², преобладают небольшие долинные ледники (57% числа и 78% площади).

На северном склоне этого участка хребта, в верховьях р. Дидаль, притока р. Сурхоб, находится долинный *ледник Дидаль* (дл. 4,8 км, пл. 1,6 км²). 21 июля 1974 г. по долине этой реки прокатился мощный ледово-каменный сель объемом около 50 тыс. м³, вызванный обвалом продвинувшегося конца ледника. После этого обвала продвижение ледника продолжалось со скоростью 5 — 10 и более м/сут., и 13 августа произошел второй, более крупный обвал. Масса льда объемом около 2 млн м³ со скоростью 60 — 70 км в час пронеслась по долине до высоты 2200 м и заполнила ее днище на протяжении 3 км. Продвижение конца ледника продолжалось до августа 1975 г. Его общее удлинение, не считая оторвавшейся части, составило 1300 м. Местные жители рассказывают, что подобные обвалы ледника происходили и в прошлом [*Рототаев.* 1974; *Суслов.* 1974].

Восточная часть хр. Петра I имеет ряд вершин, превосходящих 6000 м. Между пиком Москва и пиком Коммунизма средняя высота хребта около 6000 м. Здесь находятся 350 ледников площадью 432,9 км². Среди них крупные сложные долинные ледники с хорошо развитыми языками — Фортамбек, Сугран, Гандо, Гармо и др.

Площадь оледенения северного склона в 2,3 раза превосходит площадь оледенения южного. Это объясняется не только его лучшей увлажненностью и благоприятной экспозицией, но и глубоким расчленением и наличием высокогорных плато, создающих благоприятные условия для накопления снега и образования крупных долинных ледников. Бóльшая часть ледников северного склона относится к ледникам туркестанского типа, питающимся в основном лавинами. В верховьях они зажаты среди крутых заснеженных склонов, а нижние части их языков почти полностью погребены мореной. Вдоль краев ледников и вблизи их концов широко распространены древние морены, покрытые травой и кустарниками. Наиболее крупные ледники северного склона с запада на восток — Зюрю-Замин, Петра I, Музгазы (Ошанина), Сугран, Фортамбек.

Ледник Петра I начинается на стыке северной и юго-западной ветвей хр. Петра I. Его фирновая область — ровное пространство, поднятое на высоту 4600 — 5000 м. Отсюда начинается крутой 400-метровый ледопад шириной более 1 км, представляющий собой сплошной хаос трещин и обломков льда. Ниже ледопада язык ледника полого спускается по долине до высоты 3200 м, мореной покрыты в основном краевые части ледника. Ледник принимает два крупных и несколько более мелких притоков. Отчленившийся левый приток ледника Петра I быстро продвигался в 1977 г. Его сильно разбитый трещинами язык выполз в долину главного ледника, перекрыл его береговые морены и надвинулся на конечную.

Ледник Музгазы (Ошанина) в 1949 г., судя по АФС, находился в далеко зашедшей стадии деградации, и его узкий заморененный язык оканчивался на высоте 3280 м. Весной 1961 г. язык ледника начал дробиться на отдельные блоки и с большой скоростью сползать вниз по долине. За несколько месяцев фронт ледника продвинулся на 7,5 км и достиг высоты 2550 м. Были частично перекрыты и разрушены древние морены с зарослями арчи 200 — 300-летнего возраста,



Пик Москва
и ледник Фортамбек.
Фото К. П. Рототаева

вдоль краев образовались завалы из вырванных с корнем деревьев. В последующие годы продвинувшаяся часть языка интенсивно таяла [*Долгушин, Осипова.* 1971]. В 1983 — 1984 гг. произошла новая быстрая подвижка ледника Музгазы [*Десинов.* 1984].

Значительное оледенение приурочено к бассейну р. Сугран (37 ледников пл. 94,2 км^2). Самый большой ледник — сложный долинный *ледник Сугран* (дл. 22,0 км, пл. 47,1 км^2) расположен в верховьях реки. Его область питания лежит в многокамерных цирках у основания пика Москва. Этот ледник был открыт и описан В. И. Липским в 1899 г. В то время язык ледника занимал почти всю долину р. Сугран и оканчивался примерно в 2 км выше ледника Бырс. По морфологическим признакам было видно, что совсем недавно эти ледники соединялись. В последующие годы происходило отступание ледника, отчленение от него притоков. В настоящее время нижний участок ледника длиной 4,5 км продолжает деградировать, он покрыт мореной и расчленен многочисленными промоинами. В среднем течении ледник принимает слева два больших притока — *ледники Перевальный* и *Вилку.* Это активные крутые ледники, языки которых, вливаясь в ледник Сугран, оттесняют его поток к правому борту и далеко прослеживаются вниз по течению, окаймленные срединными моренами. В течение последнего десятилетия эти ледники активно наступали. С 1972 по 1977 г. фронт ледника Вилка продвинулся вниз по течению ледника Сугран на 0,6 км, а к 1980 г. — еще на 1,2 км. Продвижение ледника Перевального было менее значительным. Эти продвижения все больше подпруживают ледник Сугран и нарушают его режим.

Ледник Шини-Бини (дл. 10,3 км, пл. 16,4 км^2) на карте 1927 г. сливался с ледником Сугран. В 1932 г. он оканчивался отвесной стеной высотой около 50 м, а между ней и ледником Сугран было небольшое озеро, периодически прорывавшееся под ледник. В последующие годы ледник Шини-Бини далеко отступил в свою долину. В 1959 г. произошла подвижка ледника, в результате которой он снова выдвинулся в долину р. Сугран, и в 1961 г. его вспучившийся и растрескавшийся язык почти полностью перегородил ее. Затем вновь началась деградация продвинувшейся части ледника [*Усков, Дильмурадов.* 1983].

В 1981 — 1983 гг. происходила быстрая подвижка *ледника Бырс* (дл. 5,0 км,

пл. 9,9 км^2), в результате которой его конец широкой ледяной «лапой» выполз в долину р. Сугран [*Десинов*. 1983].

Сложный долинный *ледник Фортамбек* (дл. 27,1 км, пл. 36,4 км^2) занимает верховья одноименной реки. Его область питания находится у основания крупнейших вершин — пиков Москва, Кирова (6370 м) и Крупской (6010 м), а сильно заморененный широкий язык спускается до высоты 2850 м. Над правым краем этого ледника на высоте 5400 — 5600 м находится Памирское фирновое плато (дл. 8,3 км, пл. 20,9 км^2). Лед и фирн сначала стекают в его более низкую центральную часть, а затем устремляются на север в узкий проход между скальными бастионами, образуя ледопад, переходящий в лопасть *ледника Трамплинного*. Этот ледник, возвышающийся на 600 — 700 м над поверхностью ледника Фортамбек, является по существу выводным с Памирского фирнового плато, и через него происходит основной сток фирна и льда. Откалывающиеся от ледника глыбы обрушиваются в область абляции ледника Фортамбек, образуя огромные конусы фирна и льда. Чистый лед этого своеобразного возрожденного ледника прослеживается вниз по леднику Фортамбек на большое расстояние.

На Памирском фирновом плато аккумуляция продолжается практически весь год. В 1976 г. она составила 94 г/см^2, а в среднем за 1963 — 1976 гг. — 117 г/см^2. Температура льда на глубине 10 — 12 м на высоте 5700 м была −18°. В пределах плато встречаются зоны льдообразования — от ледяной и фирново-ледяной до промежуточной между холодной фирновой и снежно-фирновой. Снежная зона на фирновом плато не наблюдалась [*Дюргеров, Урумбаев*. 1977].

На южном склоне восточной части хр. Петра I 168 ледников общей площадью 131,1 км^2. Ледники долин составляют 62% числа и 94% общей площади. Остальные — мелкие каровые, висячие и присклоновые ледники, расположенные главным образом во втором ярусе над языками более крупных ледников. Больше половины площади оледенения (68 км^2) приходится на два дендритовых ледника: *Девлохан* и *Гандо*.

Ледник Гандо (дл. 22,0 км, пл. 44,6 км^2) расположен в сравнительно узкой продольной котловине между хр. Петра I и его крупным отрогом — хр. ОПТЭ. На западе котловина имеет выход в долину р. Киргизоб, по которой в котловину проникают влагонесущие западные и юго-западные воздушные потоки, а замыкающие ее хребты образуют на их пути высокий барьер, вызывая обильное выпадение осадков.

Основной поток ледника Гандо имеет сложную многокамерную область питания в районе сочленения хребтов Петра I и ОПТЭ*. На северном склоне хр. ОПТЭ расположена обширная фирновая область *ледника Дорофеева,* главного левого притока ледника Гандо. Язык ледника Гандо заполняет почти все дно котловины, его ширина постепенно уменьшается: от 2 км в верховьях до 500 м в нижней части. Срединные морены, образовавшиеся при слиянии основных составляющих, в средней части ледника образуют петли, характерные для пульсирующих ледников. Возможно, пульсирующим является ледник Дорофеева. По свидетельству участников экспедиции 1931 г., этот ледник врывался в ледник Гандо «огромной ледяной стихией, перековеркавшей при этом самое себя» [Пять лет по Памиру. 1935. С. 68]. В 1948 г. этот участок был сравнительно легко проходим [*Тимашев*. 1949].

На протяжении 8 — 9 км от конца ледника Гандо морена образует почти сплошной чехол. Здесь развит бугристо-ячеистый рельеф с округлыми котловинами, заполненными водой, и пологими холмами. Нижние 2 — 3 км конца сильно разрушены подледниковыми потоками. Кроме ледника Гандо и его притоков в котловине еще 24 ледника, а общая площадь оледенения бассейна 58,2 км^2.

Дарвазский хр. протянулся от пика Гармо в юго-западном направлении сначала вдоль долины р. Ванч, а затем вдоль р. Пяндж, следуя ее изгибам. Участок гребня хребта, примыкающий к хр. Академии Наук, имеет среднюю высоту 5840 м, остальная часть хребта — 4950 м, и только пик Арнавад (6080 м) резко выделяется на этом фоне. Южный склон

* Общество Пролетарского Туризма и Экскурсий.

хребта, обращенный к долине р. Ванч, крутой, с короткими массивными отрогами. Северный склон сильно расчленен долинами рек — левых притоков р. Обихингоу, и от него отходят крупные отроги — хребты Пашимгар, Мазарский и Дархарвак.

Всего на Дарвазском хр. (без ледников Гармо и Географического Общества, отнесенных к хр. Академии Наук) 551 ледник общей площадью 520,3 км². Основная масса ледников имеет небольшие размеры: 81% всех ледников не крупнее 1 км². Ледников, превышающих по площади 5 км², всего 18, но они составляют почти 40% площади оледенения хребта. Причем все они, кроме двух, расположены на северном склоне хребта в бассейне р. Обихингоу.

На северном склоне Дарвазского хр. 324 ледника общей площадью 365,7 км², что в 2,3 раза превышает площадь оледенения южного склона. И по числу (70%) и по площади (96%) преобладают долинные ледники, их размеры и количество увеличиваются с запада на восток с увеличением высоты гор. Фирновая линия повышается от 3900 — 4000 м в западной части хребта до 4500 — 4600 м в верховьях р. Обихингоу.

Самые крупные ледники Дарвазского хр. расположены в верховьях р. Обимазар — это ледники Дарвазский и Мазарский. Оба характеризуются сравнительно небольшими фирновыми бассейнами и значительной ролью в питании лавин и обвалов фирна со склонов.

Ледник Дарвазский (дл. 16,2 км, пл. 27,8 км²) — сложный долинный ледник, основной ствол которого образуется из 5 небольших потоков, начинающихся на крутых склонах в верховьях долин. Область питания его крупного правого притока соединяется с фирновой областью ледника Сед на южном склоне хребта, а язык течет по узкой крутой долине и разбит трещинами почти до слияния с главным ледником.

Ледник Мазарский (дл. 16,8 км, пл. 23,0 км²) берет начало из фирнового плато в пригребневой части Дарвазского хр., общего с ледником Сед. Язык ледника расположен в узкой глубокой долине, вытянутой вдоль Мазарского хр. Бóльшая часть поверхности языка покрыта моренным чехлом. Заканчивается ледник на высоте 3200 м, вклиниваясь в зону древесно-кустарниковой растительности.

Несколько крупных сложных долинных ледников лежат в верховьях р. Бохуд — ледники Бурс, Сытарги и Зорди-Бираусо. Они имеют обширные многокамерные области питания и широкие замореннные языки с бугристым термокарстовым рельефом в концевых частях.

58 ледников площадью 97,4 км² расположено на северо-восточном склоне Мазарского хр. (средняя высота 5500 м). Из них самый крупный — ледник Бартрут правый. Он имеет обширную высокоподнятую область питания и широкий язык. Перед выходом в расширение долины язык ледника разрывается высокой скальной ступенью, ниже которой образуется возрожденный ледник длиной около 2 км, почти полностью закрытый мореной.

Ледник Скогач (дл. 12,0 км, пл. 12,6 км²) на Мазарском хр. — один из немногих ледников этого района, на котором проводились гляциологические наблюдения. Фирновая область этого типичного долинного ледника расположена в обширных цирках, а длинный язык спускается по узкой глубокой долине до высоты 3050 м. На высоте 4000—4200 м находится труднопроходимый ледопад длиной около 2 км, ниже которого хорошо выражены огивы. Нижняя часть ледника заморенена. Скорость движения льда около 42 см/сут. в средней части языка и 10 см/сут. вблизи конца. За период абляции стаивает около 3 м льда [*Санников, Яблоков*. 1974].

В верховьях р. Дархарвак, где лежит сложный долинный ледник Дархарвак, Дарвазский хр. резко поворачивает на северо-запад, его высота снижается до 4500 м, и оледенение постепенно затухает. Вдоль левобережья р. Дархарвак и в бассейнах левых притоков р. Обихингоу есть лишь небольшие долинные ледники площадью от 2 до 4 км² и каровые ледники, в большинстве своем с погребенными концами.

Крутой и короткий южный склон Дарвазского хр. выше 4000 м выполаживается. Ущелья правых притоков р. Ванч в верховьях резко расширяются, эрозион-

ные долины сменяются обширными древними цирками, нередко вытянутыми вдоль хребта. На их склонах располагаются группы современных ледников. Высота фирновой линии увеличивается с запада на восток от 3800 до 4400 м.

На южном склоне Дарвазского хр., в бассейне р. Ванч, 124 ледника площадью 101,6 км^2. Здесь примерно одинаковое количество ледников долин и ледников склонов, но площадь долинных значительно больше (81%). Крупных ледников немного. Самый большой — *ледник Комсомолец* (дл. 12,2 км, пл. 17,9 км^2) — бывший приток ледника Географического Общества. К западу от него на склонах древних цирков лежат небольшие долинные, карово-долинные и каровые ледники с короткими погребенными языками.

В районе пика Арнавад (6080 м) есть несколько долинных ледников размерами по 2,5 — 3 км^2 и долинный *ледник Сед* (дл. 11,6 км, пл. 7,2 км^2) с двумя областями питания: одна на склоне пика Арнавад, вторая — плоское фирновое плато в приводораздельной части хребта, питающее также ледники северного склона. Из этого плато через пропил в гребне хребта длинный и узкий язык ледника спускается до 2900 м, конец погребен мореной.

Почти все ледники южного склона Дарвазского хр. сильно засорены моренным материалом. В некоторых карах чистые поверхности фирна и льда сохранились лишь вблизи склонов, а языки полностью скрыты под моренным чехлом.

На юго-западном склоне Дарвазского хр., с которого берут начало правые притоки р. Пяндж, 103 ледника имеют площадь 53,0 км^2. Из них больше половины — мелкие каровые и висячие ледники (36% общей площади). 64% площади приходится на карово-долинные и небольшие долинные ледники. 13 ледников крупнее 1 км^2, площадь самого большого — 3 км^2. Средняя высота фирновой линии около 4000 м, концов ледников — 3800 м.

Параллельно Дарвазскому хр., отделенный от него широкой долиной р. Ванч, тянется Ванчский хр. (средняя высота 4950 м). Северный склон хребта длинный, расчленен долинами, верховья которых заканчиваются огромными древними цирками. Нередко эти цирки вытянуты вдоль оси хребта, и их днища и склоны заняты ледниками. Южный склон более крутой и короткий.

На Ванчском хр. 196 ледников общей площадью 148,6 км^2 (118 ледников площадью 108,1 км^2 на северном склоне и 78 ледников площадью 40,4 км^2 на южном). Высота фирновой линии в западной части хребта 3800 — 4000 м на северном склоне и 4200 — 4400 м на южном. К востоку она увеличивается до 4600 — 4700 м.

Все ледники, за исключением 6, мельче 3 км^2. 60% их числа составляют долинные. Встречаются как ледники с хорошо развитыми областями питания, так и ледники туркестанского типа с лавинным питанием. Часто ледники, расположенные в верховьях долин, вытянуты вдоль оси хребта и имеют асимметричное питание с заснеженных северных склонов (ледники в верховьях рек Гуджовасай, Дустироз, Сунгат и др.). Большинство долинных ледников имеют плоские заморененные языки, ниже которых находятся участки мертвого льда.

Каровые, карово-долинные и висячие ледники встречаются на всем протяжении хребта, но преобладают в его более низкой западной части. Для них также характерно лавинное питание и погребенные концы.

Самые большие ледники и более значительное оледенение находятся в восточной части хребта. 29 ледников площадью 43 км^2 — в бассейне р. Дустироз, в том числе самый крупный ледник Ванчского хр. — Левый Дустироз. В долине р. Сунгат, представляющей собой высокий висячий трог с обширным цирком в верховьях, насчитывается 24 ледника площадью 18,6 км^2. Далее к западу долины рек становятся короче, и на склонах цирков в их верховьях находится по нескольку небольших долинных и каровых ледников.

На северном отроге хребта ниже впадения р. Абдукагор в р. Ванч лежит карово-долинный *ледник Равак* (дл. 4,1 км, пл. 1,9 км^2), конец которого в 1967 г. выполз на крутой устьевой порог висячей долины и сорвался в виде ледово-каменного селя в долину р. Ванч. В считанные



Ледник
Грумм-Гржимайло.
Фото Л. Д. Долгушина

минуты образовался конус выноса из льда, снега и камней объемом около 5 млн $м^3$, который на несколько часов приостановил течение р. Ванч. Таяние льда в конусе выноса продолжалось несколько лет [*Долгушин, Осипова*. 1971].

Самым южным из широтных хребтов Северо-Западного Памира является Язгулемский хр. Этот хребет имеет извилистую линию гребня, его склоны глубоко расчленены речными долинами. По высоте и характеру оледенения Язгулемский хр. делится на две части. Западная часть длиной 128 км тянется вдоль р. Язгулем, от долины р. Пяндж до верхнего течения р. Ракзоу, и имеет средние высоты 5370 м, высшая точка — пик Вудор (6132 м). Восточная часть длиной 42 км окаймляет с юга верховья ледников Федченко и Грумм-Гржимайло. Ее средняя высота 6155 м, высшая точка — пик Революции (6945 м).

Общая площадь оледенения хребта 723,3 $км^2$, число ледников — 496. Самые крупные ледники и наиболее мощное оледенение расположены в восточной части хребта. Здесь от основания пика Революции берут начало крупнейшие ледники Памира — Федченко и Грумм-Гржимайло, в верховьях р. Язгулем расположены ледники Язгулемский и Ракзоу, а на юг стекают сложные долинные ледники Хабарвивхарц, Язгулемдара и Башурвдара. Верховьями почти все эти ледники соединяются между собой, образуя сплошные фирновые поля в районе стыка хр. Академии Наук, Язгулемского хр. и его северных отрогов.

Площадь оледенения восточной части хребта составляет 497,3 $км^2$. На северном склоне 133 ледника площадью 343,1 $км^2$.

Ледник Грумм-Гржимайло (Музкулак) (дл. 37,0 км, пл. 142,9 $км^2$) — второй по величине ледник Памира, открытый в 1887 г. экспедицией братьев Грумм-Гржимайло. Его обширная многокамерная область питания расположена на стыке Язгулемского хр. с хр. Холодная Стена. Ледник течет на север и принимает слева 8 крупных притоков с хр. Холодная Стена и 3 притока меньшего размера справа, с северного отрога Язгулемского хр. Широкий язык с хорошо выраженными боковыми и срединными моренами вблизи устья долины сжи-

мается скальными бортами и в виде ленты шириной 1,5 км выползает в долину р. Танымас. Поверхность ледника трудно проходима из-за множества трещин, сераков, остроконечных пиков, пирамид, образовавшихся в результате неравномерного таяния.

Ледник Ракзоу (дл. 17,4 км, пл. 47,2 км²) — дендритовый ледник, язык которого, имеющий южное направление, образуется на дне широкой мульды на высоте 4500 м из нескольких потоков, стекающих со склонов разных экспозиций. Долина слабо разработана, и расположенный в ней язык ледника то сужается до 400 — 500 м в узких ущельях, то расширяется до 1000 м. С высоты 4500 м начинаются валы боковых и срединных морен, которые на нижних 3 км ледникового языка сливаются, образуя сплошной моренный покров.

На южном склоне восточной части хребта 113 ледников площадью 154,2 км². Примерно половина этой площади приходится на три сложных долинных *ледника: Хабарвивхарц, Язгулемдара* и *Башурвдара.* Области питания этих ледников лежат на склонах пика Революции и через перевалы связаны с областями питания ледников северного склона, а языки спускаются по глубоким соседним долинам. Для этих ледников, как и для других долинных ледников южного склона, характерны сильно заморенные языки и участки мертвого льда.

В западной части хребта 250 ледников площадью 226,0 км². Из них 130 ледников площадью 130,4 км² на северном склоне и 120 ледников площадью 95,6 км² на южном. Ледники рассредоточены вдоль всего хребта и занимают верховья глубоко врезанных долин — притоков рек Язгулем и Бартанг. В западной части преимущественно мелкие каровые и висячие ледники, к востоку число и площадь ледников увеличиваются, и в районе пика Вудор, особенно на северном склоне, находятся сложные долинные ледники, образующиеся из нескольких карово-долинных со слабо развитыми областями питания и сильно заморененными языками.

Большинство ледников Язгулемского хребта имеют признаки отступания — плоские, сильно замореренные языки, береговые морены, недавно отчленившиеся притоки, участки мертвого льда ниже концов ледников. Ледник Язгулемдара между 1946 и 1966 гг. отступил на 2050 м, а его площадь уменьшилась на 0,7 км². Ледник Грумм-Гржимайло с 1928 по 1933 г. наступил в правой части на 375 м, в левой — на 150 — 190 м. К 1959 г. конец ледника отступил на 100 м, но между 1962 и 1965 гг. вновь продвинулся на 210 м [Каталог ледников. 1978].

Юго-Западный Памир

В этот район мы включили хребты, расположенные к югу от долины р. Бартанг: Рушанский, Шугнанский, Шахдаринский и Ишкашимский. В северо-западной части района хребты поднимаются до 6000 — 6500 м, их склоны расчленены глубокими долинами. Здесь многочисленны долинные и каровые ледники. К востоку уменьшается относительная высота хребтов над долинами рек, в пригребневых частях нередко встречаются поверхности выравнивания. Появляются короткие долинные и склоновые ледники. Высота фирновой линии увеличивается от 4400 — 4600 м в северо-западной части района до 5000 м в юго-восточной.

Всего в этом районе 1873 ледника общей площадью 1309,7 км². 83% всех ледников мельче 1,1 км², всего 8 ледников крупнее 10 км², и ни один ледник не превышает по площади 25 км². Простые и сложные долинные и карово-долинные ледники составляют примерно треть всех ледников и занимают 70% площади оледенения. 12,5% числа и 6,5% площади приходится на склоновые ледники.

Рушанский хр. имеет длину 120 км, среднюю высоту 5100 м, высшая точка — пик Патхур (6080 м). Северный склон хребта широкий, расчленен глубокими долинами притоков р. Бартанг. Южный — короткий, круто обрывается к долине р. Гунт. В приводораздельной части рельеф выположенный, расчлененный широкими троговыми долинами, верховья которых и теперь заняты ледниками.

На Рушанском хр. 737 ледников общей площадью 653,8 км². Наиболее значительное оледенение — в районе пиков Патхур и Сафедоб, где на высокоподня-



Ледники Шахдаринского хребта.
Фото А. Карабутова

тых плоских поверхностях скапливаются большие массы снега, питающие крупные ледники. К западу и востоку от этого участка размеры ледников уменьшаются. Высота фирновой линии увеличивается от 4400 — 4600 м в западной части до 4700 — 4900 м в восточной.

На северном склоне Рушанского хр. 474 ледника площадью 450,2 км^2. Более половины этой площади находится в бассейнах трех крупных притоков р. Бартанг — рек Бардара, Девлех и Раумиддара. Самые крупные ледники лежат в осевой части хребта, в верховьях троговых долин. У них обширные фирновые бассейны и широкие короткие языки, лишенные моренного покрова. Долинные ледники, расположенные в глубоких боковых долинах на склонах отрогов, имеют длинные узкие языки с погребенными концами, часто выползающие на дно основной долины. В целом на северном склоне ледники долин составляют примерно треть всех ледников, а их площадь — 79% от общей.

На южном склоне Рушанского хр. 263 ледника, их площадь 203,6 км^2. И по числу (60%) и по площади (85%) преобладают долинные ледники.

В 1946 г. в верховьях р. Патхур находился ледник Марковского площадью около 60 км^2. 13 крупных потоков сливались на дне обширного чашеобразного бассейна, образуя короткий заморененный язык [*Абалаков*. 1948]. В настоящее время этот ледник распался на несколько ледников. Самый крупный из них — дендритовый *ледник Штеклозар* — имеет площадь 18,3 км^2.

Шугнанский хр. расположен в междуречье Гунта и Шахдары, протягиваясь в широтном направлении. Его западная часть — высоко (4200 — 4500 м) поднятое озерное плато, над которым на 500 — 700 м возвышаются окружающие вершины. К северо-востоку высота хребта увеличивается до 5700 м (пик Скалистый).

На Шугнанском хр. 386 ледников общей площадью 150,3 км^2. Оледенение более значительно на центральном участке хребта, менее расчлененном. Ледники имеют небольшие уклоны, широкие и лишенные морены короткие языки. Бóльшая часть площади оледенения принадлежит долинным ледникам (72%), но много и склоновых ледников. Самый большой — долинный *ледникВаршидз* площадью 7,5 км^2.

К востоку от Шугнанского хр. расположен горный массив Бакчигир (средняя высота 5240 м, высшая точка пик Бакчигир, 5800 м). Его западная часть глубоко расчленена и возвышается над долиной р. Гунт на 1800 — 2000 м. Восточная часть относительно невысоко поднята над Аличурской долиной. В массиве Бакчигир 125 ледников общей площадью 72,1 км^2. По количеству и площади преобладают долинные и карово-долинные ледники (34 и 80% соответственно). Самые крупные ледники расположены на северо-восточном склоне, в бассейне оз. Яшилькуль. Здесь, у основания пика Бакчигир, в верховьях трех смежных троговых долин, лежат *ледники Урта-Бакчигир-I, Урта-Бакчигир-II* и *Бакчигир*. Это ледники с развитыми областями питания и длинными чистыми языками, спускающимися до 4380 — 4480 м. Высота фирновой линии 4900 — 5000 м.

Шахдаринский хр. протягивается в юго-западной части Памира, от пика Маяковского (6096 м) на западе до перевала Мац (4450 м), отделяющего его от Южно-Аличурского хр., на востоке. На юге глубокой долиной р. Пяндж он отделен от горных цепей Гиндукуша. Средняя высота Шахдаринского хр. 5450 м, высшая точка — пик Карла Маркса (6726 м). Южный склон хребта глубоко расчленен узкими ущельями, его относительная высота над долиной Пянджа 2500 — 2700 м. Вдоль подножия северного склона хребта протягивается широкая платообразная поверхность, полого наклоненная к долине р. Шахдары. Над

этой поверхностью поднимаются снежные вершины и скалистые пики главного водораздела (на 1000 — 2000 м).

На Шахдаринском хр. 311 ледников общей площадью 269 км². Оледенение южного склона почти вдвое превышает по площади оледенение северного, и ледники на нем крупнее. Но мелкие ледники северного склона более многочисленны. На южном склоне 130 ледников площадью 171,2 км². 84% площади оледенения этого склона приходится на ледники долин. Самые крупные долинные и сложные долинные ледники расположены в районе пиков Карла Маркса (6726 м) и Энгельса (6510 м). Это *ледники Сары-Шитхарв, Нишгар* и др. Фирновые области этих ледников находятся на склонах пиков, а ровные пологие языки спускаются по долинам до 5200 — 5400 м. Притоки, впадающие в нижние части ледников, крутые и образуют ледопады. Поверхность ледников чистая, осложнена кающимися, достигающими иногда высоты человеческого роста. На северном склоне Шахдаринского хр. 181 ледник площадью 97,8 км². Из-за крутизны пригребневой части хребта ледники здесь небольшие. И по количеству, и по площади преобладают ледники долин (50% общего числа и 75% общей площади). Вторыми по численности и площади являются склоновые ледники, третьими — каровые. Более половины всех ледников мельче 0,5 км², а площадь самого крупного ледника, Наспар, расположенного под стенами пика Энгельса, — 5,1 км². Второй по площади на северном склоне, *ледник Карла Маркса* (дл. 4,7 км, пл. 4,9 км²), лежит на дне обширного цирка, на склоне пика Карла Маркса.

Ишкашимский хр. тянется на 120 км от устья р. Гунт на севере вдоль р. Пяндж до ее крутого поворота в районе города Ишкашим на юге. На невысоком северном участке хребта (средняя высота 4630 м), на склонах древних цирков, лежат мелкие каровые ледники. К югу высота хребта увеличивается и достигает наибольших значений в районе пика Маяковского, где он смыкается с Шахдаринским хр. К югу отсюда на протяжении 40 км средняя высота хребта 5560 м, его склоны расчленены глубокими ущельями. Пригребневые части хребта сплошь заняты ледниками. Всего на Ишкашимском хр. 314 ледников общей площадью 164,5 км². Из них на западном склоне 136 ледников площадью 46,7 км², остальные — на восточном склоне. На долинные ледники приходится 60% площади оледенения на западном склоне и 80% на восточном. Самый большой *ледник — Дарай-Даршай* (дл. 6,3 км, пл. 11,2 км²) — расположен на стыке Ишкашимского и Шахдаринского хребтов. Ледник оканчивается на высоте 4560 м, высота фирновой линии 4880 м.

Восточный Памир

На Восточном Памире ледники распространены на хребтах Музкол, Зулумарт, Сарыкольский, Северо-Аличурский, Южно-Аличурский, Ваханский и др. Абсолютная высота этих хребтов до 5500 — 6200 м, но над плоскими долинами и котловинами они поднимаются всего на 800 — 1500 м, имеют пологие гребни и сравнительно слабо расчленены. Ледники приурочены к наиболее высоким частям хребтов преимущественно к склонам северной экспозиции, вертикальный диапазон оледенения небольшой (500 — 600 м). Преобладают долинные ледники с короткими, широкими и пологими языками, склоновые и висячие ледники. Каровые и карово-долинные ледники встречаются в заметном количестве в западной части Восточного Памира на хребтах Зулумарт, Музкол и др., рельеф которых расчленен более глубоко.

Всего на Восточном Памире 2119 ледников общей площадью 1374,3 км². Большинство ледников имеют размеры 1 км² и менее, и только 7 ледников крупнее 10 км².

Хр. Музкол тянется в широтном направлении на 136 км от слияния рек Кудары и Мургаба на западе до меридионального участка долины р. Южный Акбайтал на востоке. Это один из крупнейших узлов оледенения Восточного Памира. Здесь 441 ледник, их общая площадь 328,7 км². По рельефу и характеру оледенения выделяются два самостоятельных участка — западный и восточный, разделенные перевалом Акбулак.

Западный участок представляет собой

отрезок хр. Музкол длиной около 50 км между р. Кокуйбель на севере и Сарезским озером на юге. Его средняя высота 5370 м, высота фирновой линии 5000 м. На этом участке хребта 74 ледника общей площадью 55,9 км². На южном склоне, круто обрывающемся к Сарезскому озеру, 13 ледников площадью 5,2 км². Это каровые и мелкие долинные ледники с небольшими областями питания и узкими языками, погребенными под потоками щебня, уходящими под уровень озера.

На северном, более пологом и широком склоне 61 ледник площадью 50,7 км². Погребенные концы ледников спускаются до 4800 — 4900 м, и только самый большой *ледник — Азыкташ* (дл. 11,0 км, пл. 8,5 км²) оканчивается на высоте 3860 м. 75% общего количества ледников и 23% площади оледенения склона приходятся на мелкие каровые и висячие ледники.

Восточный участок хр. Музкол в виде островов заснеженных вершин поднимается над широкими долинами и бессточными котловинами Восточного Памира. Этот участок хребта выше западного (средняя высота 5720 м, высшая точка — пик Советских Офицеров, 6200 м) и имеет сложную орографию. От главного водораздела на север отходят мощные отроги — хребты Северный Зорташкол (высотой до 6100 м) и Зорташкол (до 6000 м).

На восточном участке хр. Музкол 267 ледников общей площадью 272,8 км². Подавляющее большинство ледников расположено на северном склоне хр. Музкол и на его северных отрогах.

В бассейне р. Бозбайтал, на стыке хребтов Музкол и Зорташкол, расположен самый большой ледник хр. Музкол — *ледник Советских Офицеров* (дл. 7,8 км, пл. 13,6 км²) с обширной областью питания и коротким чистым языком.

На южном склоне хр. Музкол 105 ледников площадью 57,7 км². Преобладают мелкие висячие и каровые ледники, есть несколько небольших долинных и карово-долинных ледников.

К югу от хр. Музкол расположен вытянутый широтно Пшартский хр. высотой до 5570 м. На нем 26 ледников площадью 6,9 км².

На хр. Музкол и его отрогах и на Пшартском хр. фирновая линия лежит на высоте 5200 — 5300 м, концы ледников спускаются до 4400 — 4800 м.

Хр. Зулумарт — один из главных водораздельных хребтов Памира. Он отходит от наиболее высокой части Заалайского хр. в районе пика Ленина и тянется на юг до перевала Тахта-Корум (4525 м), отделяя бассейн р. Муксу от бессточной котловины оз. Каракуль. От хр. Зулумарт отходят крупные отроги: на запад широтно вытянутые хребты Белеули и его ответвления хребты Саукдара и Каинды, на северо-восток — мощные, но менее длинные хребты Коммунаров и Карачим. Фирновая линия повышается с запада на восток от 4750 — 4800 до 5050 — 5100 м. По гребню хр. Зулумарт обычно проводят границу между Западным и Восточным Памиром.

На хр. Зулумарт и его отрогах 509 ледников общей площадью 410,0 км². Большая протяженность хребта, сложная система отрогов, различный характер расчлененности склонов и их экспозиции обусловливают различия в характере оледенения.

На западном склоне хр. Зулумарт 344 ледника площадью 287,1 км². 80% площади приходится на различные типы долинных ледников, остальные 20% — на многочисленные каровые, висячие и склоновые ледники. Для оледенения западного склона характерно наличие крупных долинных ледников с хорошо развитыми областями питания в северной части хребта и в районах его стыка с отрогами, уменьшение размеров ледников, постепенный переход к восточнопамирскому типу оледенения в южном направлении и заметное преобладание ледников на склонах северных экспозиций.

Самый большой ледник западного склона хр. Зулумарт — *ледник Северный Зулумарт* (дл. 11,6 км, пл. 29,1 км²) — расположен в верховьях левого притока р. Сауксай, в глубокой котловине между хр. Зулумарт и хр. Белеули. Он получает несколько крупных притоков с обширными областями питания, и его широкий язык течет на север навстречу спускающемуся с Заалайского хр. леднику Большой Саукдара. В конце 30-х годов

эти ледники сливались, а в настоящее время ледник Северный Зулумарт отступил на 4 км. На северном склоне хр. Саукдара сплошная полоса фирновых полей питает несколько сложных и простых долинных ледников размерами от 3 до 11 км^2, а всего здесь 48 ледников общей площадью 54,7 км^2. На крутом южном склоне этого хребта всего 7 ледников общей площадью 5,0 км^2.

Несколько долинных ледников размерами от 2 до 8,2 км^2 расположено на северном склоне хр. Белеули. В районе стыка этого хребта с хр. Саукдара, на дне обширного цирка, лежит сложный долинный *ледник Белеули* (дл. 4,7 км, пл. 8,2 км^2). Он образуется от слияния ряда притоков и при большой области питания имеет короткий язык, значительная часть которого скрыта под мореной.

На восточном склоне хр. Зулумарт наиболее значительно оледенение на стыке этого хребта с Заалайским. На хр. Зулумарт начинаются правые притоки ледника Октябрьского, который описан нами при характеристике оледенения Заалайского хр. Без них на восточном склоне хр. Зулумарт 165 ледников общей площадью 122,5 км^2. Большинство их относится к бассейнам рек Байгашка, Караджилга и Акджилга бассейна оз. Каракуль.

В целом на восточном склоне хр. Зулумарт примерно одинаковое количество ледников долин и ледников склонов, но на долю первых из них приходится более 80% всей площади оледенения. Долинные ледники чаще всего занимают верховья главных долин восточного склона хр. Зулумарт и верховья долин второго порядка на склонах его отрогов — хребтов Коммунаров и Карачим. Языки наиболее крупных ледников занимают целиком днища долин, спускаясь до их устьев. Преобладают ледники северной экспозиции. В бассейне р. Акджилга, на восточном склоне хр. Карачим, много небольших склоновых ледников.

Самый большой ледник восточного склона — *ледник Володарского* (дл. 9,3 км, пл. 18,1 км^2) — расположен в верховьях р. Байгашка. Он сливается из трех крупных потоков с многокамерными областями питания. В языковой части ледника эти потоки разграничены валами срединных морен. Широкий язык оканчивается на высоте 4500 м.

К востоку от хр. Зулумарт вдоль западного берега оз. Каракуль протягивается **хр. Каракуль** с типичным восточнопамирским рельефом. Средняя высота хребта 5200 — 5300 м. На хр. Каракуль 39 ледников общей площадью 20,6 км^2. Ледники занимают пологие расширенные верховья долин и склоны. Долинных и склоновых ледников примерно равное количество. Поверхность ледников чистая.

Сарыкольский хр. — это цепь пологих слабо расчлененных гор, протянувшаяся с севера на юг от долины р. Маркансу до отрогов Гиндукуша. Высота хребта от 4500 до 5800 м, средняя высота фирновой линии 5250 м. Ледники есть лишь на самых высоких участках хребта. Сарыкольский хр. пограничный с КНР. На западном склоне хребта, на территории Советского Союза, 240 ледников общей площадью 143,9 км^2. Преобладают долинные ледники (33% числа и 58% площади). Это небольшие ледники (средняя площадь долинного ледника 1,4 км^2), характеризующиеся сравнительно пологим падением и постепенным переходом к фирновым полям, занимающим плоские склоны и водоразделы. Лежат они в верховьях неглубоких, ориентированных на север долин.

Многочисленны также склоновые ледники (33% числа и 21% площади). Площадь среднего склонового ледника 0,6 км^2. Эти ледники покрывают пологие склоны неглубоких долин, спускаясь от гребня до тальвега. Каровые ледники, не характерные для Восточного Памира, на Сарыкольском хр. встречаются лишь в его южной части в бассейне р. Аксай. Из-за сухости климата и высокой интенсивности солнечной радиации при низких температурах на ледниках в отдельные годы образуются обширные поля кающихся.

В пределах Сарыкольского хр. выделяется несколько очагов оледенения. В северной части хребта, где он поднимается выше 5800 м (пик Красных Командиров, 5811 м), 47 ледников общей площадью 43,3 км^2, в том числе 29 ледников площадью 12,2 км^2 в бассейне



Характер оледенения Восточного Памира. Бассейн р. Караджилга. Фото В. Седельникова

р. Маркансу, остальные — в бассейне оз. Каракуль. Фирновая линия проходит на высоте 5300 — 5400 м. Здесь, в верховьях затененных долин, несколько долинных ледников площадью до 6,2 км². Концы ледников спускаются до 4500 — 4800 м. В этом районе на пике Красных Командиров находится единственный на Памире ледник плоской вершины (пл. 2,8 км²).

Второй очаг оледенения находится к юго-востоку от оз. Каракуль, в верховьях р. Караарт, где участок хребта высотой более 5800 м имеет широтное направление. Легко разрушающиеся горные породы склонов способствуют тому, что языки ледников на значительном протяжении закрыты мореной. Широко представлены склоновые ледники с чистыми, четко выраженными, будто обрезанными краями. Самый крупный склоновый *ледник — Буз-Джилга* (пл. 4,2 км²) — занимает весь ровный тыловой склон одноименной долины. На этом участке Сарыкольского хр. 104 ледника общей площадью 55,4 км².

На северном склоне хр. Кызылджик, расположенного южнее, цепочка мелких склоновых ледников тянется вдоль его гребня (20 ледников площадью 3,7 км²).

На крайнем юге Сарыкольского хр. ледники есть на участках, поднимающихся выше 5100 м. Фирновая линия проходит в этом районе несколько ниже, чем на остальной части Сарыкольского хр. (5000 м), так как здесь сказывается влияние индийского муссона. Всего здесь 69 ледников общей площадью 41,8 км². Много небольших висячих и каровых ледников преимущественно экспозиций северных румбов.

Северо-Аличурский хр. имеет длину 110 км и среднюю высоту 5200 м. Наибольшие высоты в западной части хребта — пик Лянгар (5580 м). К востоку гребень хребта понижается. Северный склон представляет собой сложную систему хребтов-отрогов, высота которых не уступает высоте основного хребта, а иногда и превышает ее. Это Ирхтские горы (5330 м), хр. Караджилга (5800 м), Сарезские горы (5580 м) и др. Вдоль северного склона на 57 км вытянулось Сарезское оз. Для южного склона и осевой части хребта характерен восточнопамирский тип рельефа.

Площадь оледенения Северо-Аличурского хр. 294,7 км². Здесь 468 ледников. Почти все оледенение находится на северном склоне хребта и его отрогах — 402 ледника площадью 273,9 км². Преобладают разновидности каровых ледников, особенно в восточной части хребта и в краевых частях отрогов. Ледники в основном мелкие. Площадь самого большого сложного долинного ледника в верховьях р. Катта-Марджанай — 7,1 км².

На южном склоне Северо-Аличурского хр. всего 66 ледников площадью 20,8 км². Ледники есть только в западной части хребта на склонах древних каров в верховьях широких троговых долин. Это мелкие долинные и склоновые ледники. Все, кроме двух, мельче 1 км².

Южно-Аличурский хр. является восточным продолжением Шахдаринского хр. Он тянется с запада на восток от перевала Мац до р. Истык. Гребень главного водораздела слабо расчленен и

характеризуется пологими округлыми вершинами. Средняя высота хребта в западной части 5050 м, в восточной 5100 м; средняя высота фирновой линии 5030 м на южном склоне и 5050 м на северном.

На Южно-Аличурском хр. 256 ледников общей площадью 72,1 км². Ледники небольшие (ни один не превышает 3 км²), они довольно равномерно распределены вдоль основного гребня хребта и его отрогов.

На южном склоне Южно-Аличурского хр. 41 ледник площадью 11,2 км². Все ледники меньше 1 км². Это в основном висячие и каровые ледники, располагающиеся преимущественно в затененных местах. Диапазон оледенения всего 100 — 500 м.

Основное оледенение сосредоточено на северном склоне Южно-Аличурского хр. 10 ледников имеют площади от 1 до 3 км², встречаются долинные и карово-долинные ледники (около 50% общей площади оледенения) с короткими языками, оканчивающимися выше 4660 м, но наиболее многочисленны мелкие склоновые ледники (51% общего числа). Для поверхности ледников Южно-Аличурского хребта характерно широкое развитие кающихся.

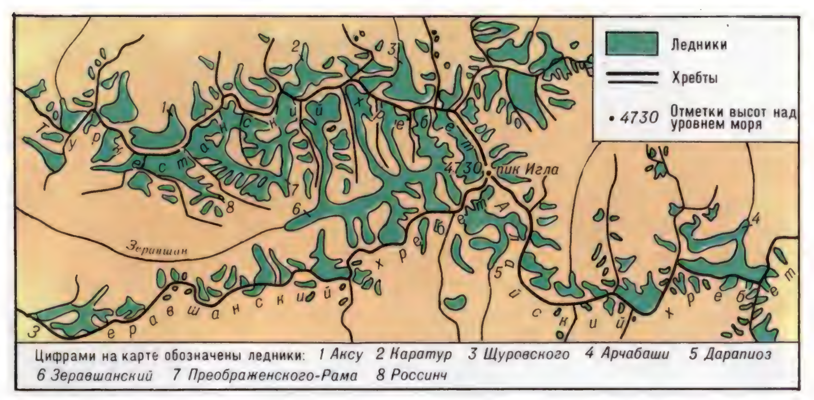
Ваханский хр. находится на юго-востоке Памира на территории Советского Союза и Афганистана. В пределы Советского Союза входит более низкая восточная часть хребта от оз. Зоркуль до долины р. Оксу. Максимальная высота гребня хребта на этом участке 5790 м, средняя — 5390 м. Хребет поднимается над обширными плоскими долинами Восточного Памира, расположенными на высотах более 4125 м (урез оз. Зоркуль), поэтому, несмотря на большие абсолютные высоты, он кажется среднегорным массивом с широкими долинами и пологими склонами. Лишь осевая часть водораздела приобретает альпийские черты рельефа со снежными пиками и карами. Высота фирновой линии (5050 м) ниже, чем на расположенных севернее хребтах, что связано с проникновением в этот район через перевалы Гиндукуша индийских муссонов. Благодаря северной ориентации и сильной расчлененности пригребневой зоны оледенение советской части Ваханского хр. довольно значительно. Здесь 137 ледников общей площадью 97,4 км². Из них 59 ледников площадью 67,9 км² относится к бассейну оз. Зоркуль (р. Памир), остальные — к бассейну р. Истык (р. Оксу, Мургаб). По числу преобладают висячие и каровые ледники (55%), но по площади (40%) они уступают долинным. Долинные ледники занимают самую высокую зону гор. В их питании велика роль метелевого переноса снега. Поверхность ледников чистая, широко распространены кающиеся.

Ледники восточной части хребта мелкие, здесь нет ни одного ледника больше 3 км², а 76% всех ледников меньше 0,5 км². Западнее, в бассейне оз. Зоркуль, ледники крупнее. Здесь есть несколько сложных долинных ледников, 4 ледника больше 3 км². Самый крупный *ледник — Кара-Джилга* (дл. 6,2 км, пл. 10,2 км²) — находится в верховьях р. Караджилгасай [*Забиров*. 1955; *Лесник и др*. 1962; *Долгушин и др*. 1972; *Долгушин, Осипова*. 1982; *Рототаева*. 1976, 1979, 1983; Каталог ледников. 1968, 1971—1980].

Гиссаро-Алай

Система хребтов Гиссаро-Алая вытянута с запада на восток на 900 км при ширине около 150 км в западной части и до 80 км в восточной. Это складчатое сооружение герцинского возраста, сложенное осадочными и метаморфическими породами с включениями гранитов и диоритов. Восточную часть Гиссаро-Алая составляет Алайский хр., который простирается от соединения с Ферганским хр. на востоке до Матчинского горного узла на западе. В районе этого узла, у пика Игла (4730 м), от Алайского хр. на запад отходят Туркестанский и Зеравшанский хребты, разделенные продольной долиной р. Матча-Зеравшан, а от Зеравшанского хр. в юго-западном направлении — Гиссарский хр. Наибольших высот хребты достигают в районе Матчинского узла (до 5500 м), и здесь находится значительное оледенение с крупнейшим в Гиссаро-Алае Зеравшанским ледником.

К л и м а т Гиссаро-Алая формируется общей для Средней Азии циркуляцией воздушных масс с господством за-



Оледенение Матчинского горного узла. Гиссаро-Алай. Составила Н. Ф. Чайкина

падно-восточного переноса и отличается континентальностью с резкими сезонными и суточными колебаниями метеорологических элементов. Основные осадки приносятся юго-западными воздушными потоками с Атлантического океана в зимне-весенний период. Больше всего осадков выпадает на южных склонах Гиссарского хр. (около 2000 мм в год). К северо-востоку количество осадков уменьшается, и на северном склоне Туркестанского хр. в пригребневой части выпадает около 1000—1200 мм, а восточнее, в бассейнах рек Исфайрамсай, Аравансай и Ак-Бура, — 500 — 600 мм. В верховьях р. Карадарьи, где Алайский хр. смыкается с Ферганским, количество осадков вследствие благоприятных орографических условий вновь возрастает до 800 — 900 мм.

Высота фирновой линии в целом увеличивается от 3400 м на южном склоне Гиссарского хр. до 4540 м на южном склоне Алайского хр. в бассейне р. Кызыл-Суу. В пределах района наблюдаются значительные колебания осадков и высоты фирновой линии в зависимости от высоты хребтов и их ориентировки относительно влагонесущих ветров, что оказывает существенное влияние на характер и размеры оледенения.

По Каталогу ледников СССР, в Гиссаро-Алае 3890 ледников общей площадью 2327,8 км^2*. Из них ледники северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов, дающие сток в реки Ферганской долины бассейна р. Сырдарьи, имеют площадь 888,5 км^2, что составляет 38,2% общей площади оледенения; 60,5% площади оледенения (1408,0 км^2) принадлежит бассейну р. Амударьи и 1,3% (31,3км^2) находится в верховьях р. Восточная Кызыл-Суу бассейна р. Тарим (Прилож. № 2, табл. 27). Наиболее многочисленны мелкие ледники. В Гиссаро-Алае представлены почти все морфологические типы горных ледников — от мелких каровых и висячих до крупных долинных, сложных долинных и дендритовых ледников (Прилож. № 2, табл. 28).

По территории Гиссаро-Алая ледники разных размеров и типов распространены очень неравномерно. В западной части района, на склонах Гиссарского хр. и его отрогах, имеющих высоты от 3000 до 4000 м, несмотря на обильное увлажнение, встречаются лишь мелкие ледники, расположенные в самых верхних частях гор в карах, которые создают благоприятные условия для накопления снега и защиты его от таяния.

Далее к востоку и северо-востоку по мере увеличения высоты гор все большая доля числа и площади приходится на долинные, а затем и на сложные долинные ледники, которые становятся все крупнее и достигают максимального развития в Матчинском горном узле. Склоны хребтов здесь расчленены глубокими поперечными долинами, а по открытым на запад продольным долинам рек Матча и Ягноб, а также с юга по долине р. Сорбо влажные западные и юго-западные потоки воздуха проникают в этот район и через перевал Матча попадают в верховья рек Сох и Исфара на северном склоне Алайского хр. Здесь выпадает до 2500 мм осадков в год, что вместе с большой высотой гор и их сильной расчлененностью способствует развитию мощного современного оледенения, представленного крупными дендритовыми и сложными долинными ледниками, на долю которых в этом районе приходится до 70% общей площади

* В монографии А. С. Щетинникова «Оледенение Гиссаро-Алая» [1981] приводятся другие цифры: число ледников — 4288, общая площадь оледенения — 2174,6 км^2.

оледенения. Кроме Зеравшанского ледника, текущего по продольной долине между Туркестанским и Зеравшанским хребтами, в районе Матчинского горного узла расположены крупные сложные долинные ледники: Преображенского-Рама и Россинч на южном склоне Туркестанского хр., ледники Дарапиоз, Шахисафед и Рог на северном склоне Зеравшанского хр., ледники Парах, Тамдыкуль, Иштансалды и др. на южном склоне Алайского хр. и ледники Щуровского, Арчабаши и др. на северном склоне Алайского и Туркестанского хребтов. Это созвездие крупных ледников получило название Матчинского узла оледенения.

К востоку в связи с понижением Алайского хр. и с уменьшением в том же направлении количества осадков площадь оледенения сокращается, ледники становятся мельче, и снова начинают преобладать каровые ледники.

Алайский хр. — наиболее значительный хребет региона как по протяженности, так и по высоте. Длина хребта 580 км, средняя высота 4440 м, высшая точка — пик Тамдыкуль (5539 м). Его западным продолжением является Туркестанский хр. с максимальной высотой 5621 м. К северу от Алайского и Туркестанского хребтов протягивается несколько передовых хребтов второго порядка, параллельных главным и отделенных от них широтно вытянутыми речными долинами и межгорными котловинами. Ближняя к главным хребтам цепь этих гор не уступает им по высоте. Наиболее значительный из передовых хребтов — хр. Кичик-Алай. Его длина около 100 км, средняя высота 4400 м. Рельеф высокогорной зоны Алайского и Туркестанского хребтов и ближайшей к ним цепи передовых хребтов отличается резким расчленением и обилием ледниковых форм рельефа в виде трогов, каров и цирков, многие из которых заняты современными ледниками. Южные склоны этих хребтов короткие и крутые.

На Алайском хр. 1366 ледников общей площадью 956,3 км^2, на Туркестанском хр. 581 ледник общей площадью 648,9 км^2.

На южном склоне Алайского хр. 477 ледников, их общая площадь 366,9 км^2. Ледники западной части южного склона дают сток в правые притоки р. Кызыл-Суу-Сурхоб (389 ледников площадью 335,6 км^2), восточной части — в р. Восточная Кызыл-Суу, принадлежащую бассейну р. Тарим (88 ледников площадью 31,3 км^2).

Высота фирновой линии на южном склоне Алайского хр. увеличивается с запада на восток от 3800 до 4290 м, высота концов ледников от 3700 — 3800 м в бассейне р. Сурхоб до 4230 м в бассейне р. Кызыл-Суу.

Более 70% общей площади оледенения южного склона Алайского хр. приходится на простые и сложные долинные ледники, причем половину этой площади составляют 9 дендритовых и сложных долинных ледников. Большинство долинных ледников имеют хорошо развитые фирновые бассейны, расположенные как в однокамерных, так и в многокамерных цирках. Их языки спускаются низко и имеют небольшие уклоны. Часто они окаймлены конечными моренами. Но для ледниковых языков характерна малая заморененность их поверхности и значительное развитие абляционных форм мезо- и микрорельефа. Много асимметричных ледников, получающих более обильное питание со склонов северной экспозиции. Для висячих долинных ледников, не достигающих дна главной долины, характерны крутые языки, разбитые трещинами. С них происходят обвалы льда.

Каровые и карово-долинные ледники (около 40% числа и 18% площади оледенения) встречаются повсеместно и располагаются в верховьях узких боковых долин. Мелкие склоновые ледники занимают выположенные горные склоны.

Ледник Дарапиоз (дл. 11,4 км, пл. 21,5 км^2) — сложный долинный ледник в бассейне р. Ярхыч, на стыке Алайского и Зеравшанского хребтов. Его широкий язык течет на юг, а бассейны питания основного потока и крупного притока занимают глубоко врезанные цирки северной экспозиции. Нижние 7 км языка закрыты мореной.

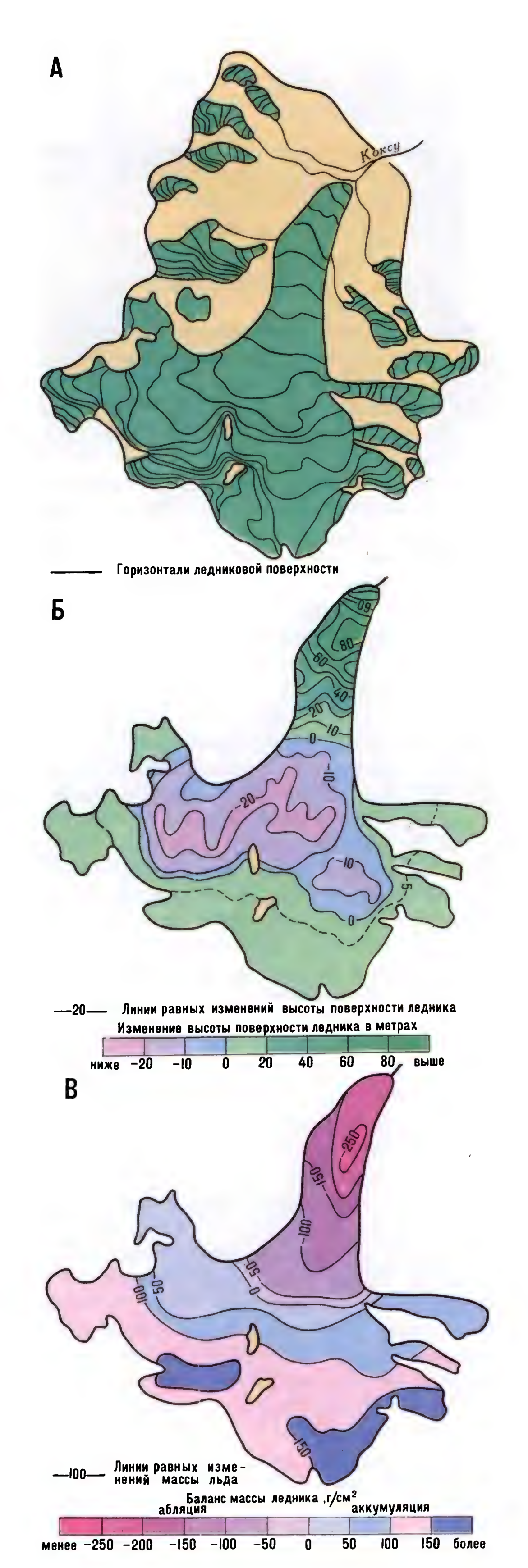
Дендритовый *ледник Иштансалды* (дл. 9,8 км, пл. 15,7 км^2) расположен на восточном склоне Алайского хр., в том месте, где он делает поворот на север,

огибая верховья р. Коксу. Крутые потоки фирна и льда спускаются почти с вершины пика Тамдыкуль с высот 5400—5500 м.. Нижние 3,2 км языка закрыты мореной. Большое участие в питании ледника принимают лавины и обвалы фирна со склонов.

В обширных многокамерных цирках в верховьях р. Питаукуль находятся фирновые области котловинного *ледника Джамаркырчин,* в настоящее время практически разделившегося на два ледника. Более крупный левый имеет площадь 13,4 км², правый — 8,5 км². Их короткие языки спускаются до высот 3740 и 3780 м, тесно прижимаясь друг к другу своими концевыми частями. Общая площадь питающих их фирновых бассейнов 18,8 км², площадь языков всего 3,1 км².

Ледник Абрамова (дл. 9,0 км, пл. 25,2 км²) расположен в истоках р. Кёк-Суу (р. Кызыл-Суу). С 1967 г. на этом леднике начаты наблюдения по программе МГД. Область питания ледника лежит в обширном цирке, обрамленном крутыми заснеженными гребнями. Широкий, сравнительно чистый язык с одной срединной мореной спускается до высоты 3620 м. Мощность льда в 2 км от конца 160—170 м. За период с 1967 по 1976 г. баланс массы ледника колебался от +82,2 до −100,0 г/см², в среднем составил −31,6 г/см² в год. Средняя годовая аккумуляция была равна 161,6 г/см², абляция −193,2 г/см². Продолжительность периода абляции от 100 до 160 дней. До 90% таяния снега и льда происходило за счет солнечной радиации. В последующие 5 лет (1967—1980 гг.) средний баланс массы также был отрицательным (−104,8 г/см² в год).

Скорости движения льда на леднике Абрамова обычно не превышают 20—30 см/сут. Однако на этом леднике раз в 10—11 лет происходит ускорение движения льда до 2 м/сут. и продвижение ледникового языка. Так, во время подвижки 1972—1973 гг. конец ледникового языка продвинулся на 625 м [Ледник Абрамова. 1980; Fluctuations... 1985].



Ледник Абрамова. Гиссаро-Алай: А — рельеф поверхности. Б — изменение высоты поверхности с 1970 по 1973 г. В — баланс массы ледника за 1972—1973 гг. [Ледник Абрамова. 1980]



Ледник Арча-Баши. Бассейн р. Сох, Алайский хребет. Фото Л. Д. Долгушина

Ледники северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов дают сток в реки бассейна р. Сырдарьи, многие из которых до этой реки не доходят, а полностью разбираются на орошение в пределах Ферганской долины. Доля ледникового стока в годовом стоке этих рек составляет 12—17%, а в летний период, когда вода особенно необходима для полива, эта доля увеличивается до 35—40%.

На северном склоне Алайского хр. 889 ледников общей площадью 589,4 км^2, на северном склоне Туркестанского хр. 306 ледников, их площадь 299,1 км^2. 83% всех ледников северных склонов этих хребтов имеют размеры меньше 1,1 км^2, и на их долю приходится около 37% площади оледенения. Ледники размерами от 1,1 до 5 км^2 занимают более 40%, а ледники крупнее 5 км^2 — 22% общей площади оледенения. 4 ледника имеют площади более 10 км^2 каждый.

Почти 70% общей площади оледенения приходится на простые и сложные долинные и карово-долинные ледники (32% общего числа ледников). Области питания долинных ледников занимают цирки с крутыми заснеженными склонами, языки ледников широкие и пологие. В западной части района их поверхность довольно спокойная, трещины почти отсутствуют. В центральной части, в бассейнах рек Шахимардан и особенно Сох, поверхность большинства ледников покрыта трещинами, труднопроходима. Многие ледники имеют ледопады протяженностью несколько сот метров. Крупные долинные ледники отличаются большим разнообразием форм ледникового рельефа. На них хорошо выражены поверхностные морены, огивы, эрозионные борозды, колодцы, ледяные столы и другие формы мезо- и микрорельефа, обязанные своим образованием избирательному таянию чистого и загрязненного льда. Языки крупных ледников сильно заморенены. В целом по склону поверхностной мореной покрыто 13—15% площади ледников. Наиболее высока степень моренного покрытия в бассейне р. Акбура, где она достигает 18,3% от общей площади, или 43,5% от площади области абляции всех ледников бассейна.

Концы долинных ледников спускаются до 3100—3300 м. Ниже всех, до 2750 м, спускается *ледник Райгородского* (дл. 6,4 км, пл. 6,0 км^2) в бассейне р. Сох. Мощность ледников сравнительно невелика и, как правило, не превышает нескольких десятков метров. Максимальная мощность льда, измеренная на *леднике Бакалак* (дл. 4,2 км, пл.

Ледник Зеравшанский.
Фото К. П. Ротогаева



Верховья
Зеравшанского
ледника.
Фото К. П. Рототаева

6,9 км²) в бассейне р. Араван, составила 100 м. Период абляции на ледниках длится 90—110 дней (с июня по сентябрь). Интенсивность таяния меняется в широких пределах в зависимости от погоды, высоты ледника, толщины моренного покрова и др. По наблюдениям на *леднике Бакалак,* средняя интенсивность таяния уменьшается от 7,0 см/сут. на высоте 3900 м до 1,0 см/сут. на 4100 м. Максимальное таяние достигает 10 см/сут.

Скорости движения ледников северного склона незначительны. Так, на леднике Бакалак в 1963 г. скорости движения льда составили от 2,8 до 9,6 см/сут., на *леднике Кугандьі* (басс. р. Исфайрамсай) — от 8 до 17 см/сут., под ледопадом ледника Райгородского — 19—20 см/сут.

В 1960-е и 1970-е годы крупные ледники отступали со скоростью от 25 до 70 м в год.

Мелкие каровые и висячие ледники (68% числа ледников и 33% площади оледенения) располагаются на склонах долин над языками крупных ледников, в верховьях долин второго порядка и на склонах боковых отрогов и передовых хребтов.

Ледники, расположенные на передовых хребтах, вошли в общую оценку оледенения северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов. Наиболее значительно оледенение хр. Кичик-Алай (162 ледника площадью 133,2 км²). Здесь есть несколько крупных долинных ледников (например, *ледник Гезарт* площадью 9,8 км²), а также средние и мелкие ледники долинного и карового типов. На северном склоне оледенение значительнее, чем на южном. Крупные *ледники Дугова* и *Егорова* находятся на Коллекторском хр., в бассейне р. Исфайрамсай, на стыке этого хребта с Алайским. В горах Карабель находятся ледники Утрен и Райгородского. Компактная группа ледников расположена в районе стыка хребтов Кулдынтау и Куруксай как на северном, так и на южном склоне.

На южном склоне Туркестанского хр., целиком относящемся к бассейну р. Зеравшан, 275 ледников общей площадью 349,8 км². Ледники есть на участке хребта длиной около 250 км от перевала Шахристан на западе до пика Игла на востоке. Западная часть этого участка до перевала Яхрут имеет среднюю высоту 4070 м. Здесь ледников немного, это мелкие висячие и каровые ледники, встречающиеся не в каждой долине. К востоку от перевала Яхрут высота хребта увеличивается, рельеф становится более сложным, верховья долин глубоко врезаны в склоны, задние стенки фирновых областей ледников крутые. Здесь, в верховьях коротких долин, правых притоков р. Зеравшан, располагаются долинные ледники площадью до 6—7 км² каждый. Много ледников туркестанского типа, для которых характерны незначительные размеры фирновых областей и лавинное питание. Их языки бронированы мощным моренным чехлом.

Самые большие ледники находятся в наиболее высокой восточной части хребта. Среди них — дендритовый *ледник Преображенского-Рама* (дл. 12,8 км, пл. 17,8 км², объем льда более 9 км³). Этот ледник сливается из двух примерно равнозначных потоков — ледников Преображенского и Рама, имеющих хорошо выраженные многокамерные области питания и длинные языки, которые сначала текут по своим долинам, а затем сливаются в общий язык длиной около 4 км. У конца языка (2960 м над ур. м.) находятся большие участки мертвого льда, погребенного под мореной.

В верховьях р. Матча расположен самый большой ледник Гиссаро-Алая — *Зеравшанский* (дл. 27,8 км, пл. 132,6 км², объем льда около 15 км³). Это дендритовый ледник, состоящий из основного потока и 20 ледников-притоков. Главный исток Зеравшанского ледника начинается на стыке хребтов Туркестанского, Алайского и Зеравшанского. Он течет сначала на юг, а затем вблизи пер. Матча поворачивает на запад. Фирновая область этого потока сравнительно небольшая, и основное питание ледник получает за счет притоков, берущих начало на южном склоне Туркестанского хр. Это сложные долинные ледники, залегающие в хорошо выработанных поперечных долинах, — *ледники Фарахнау, Толстова, Скачкова, Мирамин* и др. Левые притоки, спускающиеся с северного склона Зеравшанского хр., не-

большие и крутые. Сравнительно узкий (1,5 км) и длинный язык Зеравшанского ледника со средним уклоном поверхности около 8° спускается по продольной долине между Туркестанским и Зеравшанским хребтами до высоты 2810 м и оканчивается обрывом, из грота которого бурным потоком вырывается р. Матча. Для поверхности языка характерны срединные морены и многочисленные абляционные формы рельефа. Постепенно срединные морены сливаются между собой, и нижняя часть языка на протяжении 10 км сплошь покрыта моренным чехлом. Здесь часто встречаются ледяные холмы, прикрытые мореной, у подножия которых лежат небольшие озера. Скорость движения Зеравшанского ледника уменьшается от 20—25 см/сут. в верхней части языка до 0 у его конца. Средняя толщина ледникового языка 200 м. С конца прошлого века язык ледника отступает, причем его правая часть, получающая более мощные притоки, отступает медленнее, чем левая. О длительном отрицательном балансе ледника говорит также отчленение от него некоторых притоков и общее понижение поверхности, равное в среднем 60 см в год [Крупнейшие ледники... 1967].

Два наиболее крупных ледника — *Зеравшанский* и Преображенского-Рама — занимают 53% общей площади оледенения южного склона Туркестанского хр., а в целом на ледники долин, составляющие около 40% общего числа ледников, приходится более 80% общей площади. Еще 2 ледника имеют площади более 5 км^2 каждый, но в основном ледники мелкие: 85% всех ледников южного склона Туркестанского хр. меньше 1,1 км^2, их площадь — около 20% общей.

Зеравшанский хр. от пика Игла тянется на запад на 250 км до Ганза-Чимтаргинского массива. Его средняя высота 4140 м, высшая точка — г. Тутекпик (5430 м). Восточная часть хребта выше западной, ее средняя высота 4810 м, и здесь, как на северном, так и на южном склоне, оледенение более значительно. Здесь же находятся и наиболее крупные долинные и сложные долинные ледники. В западной части хребта ледники небольшие, преимущественно каровые.

Всего на Зеравшанском хр. 561 ледник общей площадью 269,2 км^2. 333 ледника площадью 182,0 км^2 расположено на северном склоне хребта, расчлененном многочисленными поперечными долинами коротких левых притоков р. Зеравшан. Здесь довольно много разного типа долинных ледников (сложных, простых, висячих, асимметричных), размеры которых редко превышают 3—4 км^2. Среди долинных ледников встречаются как ледники альпийского типа с хорошо развитыми фирновыми бассейнами, так и ледники туркестанского типа, питающиеся главным образом за счет лавин и обвалов снега и фирна со склонов. Однако наибольшее развитие получили небольшие каровые и висячие ледники размерами до 0,5 км^2. Наиболее крупные ледники находятся в восточной части хребта. В западной части хребта преобладают мелкие долинные и каровые ледники. Максимальное оледенение расположено в высотном интервале 3700—4000 м.

Южный склон Зеравшанского хр. расчленен относительно слабо, что вместе с южной ориентацией не способствует развитию оледенения. Здесь 228 ледников, их общая площадь 87,2 км^2. Из них 67 ледников площадью 13,8 км^2 дают сток в бассейн р. Зеравшан, остальные — в бассейн р. Сурхоб. Располагаются ледники главным образом в интервале высот 4100—4400 м. Поверхность ледников в западной части хребта чистая, практически лишена моренного покрова; в восточной части, в бассейне р. Сурхоб, встречаются туркестанские ледники с сильно заморененными языками. Самый крупный долинный ледник расположен в бассейне р. Сурхоб. Его длина 6,2 км, площадь 5,2 км^2, оканчивается на высоте 2720 м.

Гиссарский хр. ответвляется от Зеравшанского хр. в горном узле Гульбас и тянется параллельно ему на расстояние свыше 150 км. В своей средней части он огибает оз. Искандеркуль, образуя выгнутую к югу дугу, а затем снова поворачивает на север и соединяется с Зеравшанским хр., образуя Ганза-Чимтаргинский массив (Фанские горы). Средняя высота Гиссарского хр. 3990 м, в восточной части до 5000 м.

Всего на Гиссарском хр. 1048 ледников общей площадью 354,1 км^2. Несмотря на значительное увлажнение, оледенение носит островной характер, представлено в основном мелкими ледниками. В западной части это главным образом каровые и висячие ледники, расположенные в узкой пригребневой зоне хребта и его отрогов. К востоку с повышением гор ледники становятся несколько крупнее, и там увеличивается доля карово-долинных и долинных ледников.

Южный склон Гиссарского хр. сильно расчленен. Он длиннее и положе северного, в его пределах в южном, юго-западном и западном направлениях отходят многочисленные отроги, являющиеся водоразделами рек Кашкадарья, Сурхандарья, Кафирниган и Сорбог. Долины этих рек открыты западным и юго-западным влагонесущим воздушным потокам, и осадков в осевой зоне гор выпадает до 2000 мм в год. На южном склоне Гиссарского хр. 624 ледника общей площадью 209,9 км^2. По бассейнам рек ледники распределяются следующим образом.

В бассейне р. Кашкадарья 58 ледников площадью 20,3 км^2. Это преимущественно мелкие каровые ледники. Средняя высота концов ледников 3760 м, высота фирновой линии 3700—4100 м. В бассейне р. Сурхандарьи 239 ледников площадью 83,6 км^2. Самый крупный ледник имеет площадь 3,0 км^2. Средняя высота концов ледников 3725 м.

В бассейне р. Кафирниган 327 ледников площадью 106,0 км^2. Характер оледенения здесь определяется карово-долинными ледниками, на долю которых приходится почти 36% площади. Средняя высота концов ледников 3650 м, фирновой линии 3370 м.

В верховьях р. Гариф, составляющей р. Сорбог, в восточной части хребта, 22 ледника площадью 20,2 км^2.

На северном склоне Гиссарского хр. 424 ледника площадью 144,2 км^2. Основную массу составляют каровые и висячие ледники размерами не более 0,5 км^2.

На Ганза-Чимтаргинском горном узле (Фанские горы) с высшими точками г. Чимтарга (5480 м) и Ганза (5300 м) расположено 160 ледников общей площадью 38,9 км^2. Примерно половина площади приходится на простые долинные ледники, составляющие около 25% от общего числа ледников.

Самый крупный ледник Фанских гор — карово-долинный *ледник Имат* (дл. 3,2 км, пл. 3,8 км^2) на северном склоне в бассейне р. Пасрут (р. Зеравшан). Он считается типичным для западной части Гиссаро-Алая. Область питания этого ледника расположена в продолговатом замкнутом цирке длиной более 1,5 км и шириной 1,2 км. Язык ледника шириной до 350 м двумя ледопадами спускается до высоты 3000 м. На этом леднике в 1964—1968 и 1970 гг. проводились полустационарные исследования. Мощность льда ниже ледопадов достигает 100—110 м, а в районе ледопадов — 70—80 м. Среднее таяние на языке составляет 57—67 мм/сут. Средняя скорость движения льда около 14 см/сут. [*Лесник*. 1969].

Южнее Зеравшанского хр., параллельно р. Сорбог, тянется **Каратегинский хр.** Он не имеет четкой осевой линии и многократно прорезан глубокими долинами правых притоков р. Сурхоб — Вахш. Северные склоны этого хребта почти на всем протяжении покрыты ледниками, на южном склоне ледников значительно меньше. Всего на Каратегинском хр. 166 ледников общей площадью 59,4 км^2. Размеры всех ледников меньше 3 км^2. 8 ледников общей площадью 1,0 км^2 есть в горах Кабудкрым к югу от Каратегинского хр.

[*Рототаева*. 1979; *Щетинников*. 1981; Каталог ледников. 1969—1982].

Тянь-Шань

Горная система Тянь-Шаня расположена между 40 и 45° с. ш., 67 и 95° в. д., протянувшись в широтном направлении на 2450 км. В пределах Советского Союза находится западная часть Тянь-Шаня длиной 1200 км (восточная часть — на территории КНР). Хребты Тянь-Шаня сложены породами палеозоя и докембрия осадочного, метаморфического и изверженного комплексов (сланцы, песчаники, известняки, мраморы, гнейсы, граниты, эффузивные породы). Котловины и межгорные долины заполнены главным образом более молодыми оса-

дочными отложениями. Тянь-Шаньские горы, созданные в герцинскую эпоху складчатости, к концу палеозоя были сильно пенепленезированы, а в неогене вновь высоко подняты в результате резких дифференцированных тектонических движений. Современный рельеф Тянь-Шаня представляет ряд горных цепей складчато-глыбового строения, вытянутых главным образом широтно и разделенных широкими котловинами — Иссык-Кульской, Нарынской и др. На гребнях хребтов и их склонах сохранились остатки древних поверхностей выравнивания. В четвертичное время Тянь-Шань пережил значительное оледенение, продолжавшееся достаточно долго, чтобы выработать в высокогорье характерные альпийские формы рельефа с трогами, карами и цирками на склонах хребтов, которые и в наше время являются вместилищами ледников.

Климат Тянь-Шаня определяется его положением в центральной части материка Евразии и отличается резкой континентальностью. Зимой Тянь-Шань находится в зоне влияния западной периферии Сибирского антициклона, который приносит ясную морозную погоду без осадков. При северо-западных, северных и северо-восточных вторжениях поступает холодный воздух арктических или умеренных широт, а прорывы южных циклонов сопровождаются оттепелями. Весной и осенью активизируется циклоническая деятельность — на Тянь-Шань приходят влажные воздушные массы с запада и северо-запада из районов Атлантики и Средиземного моря с облачностью и фронтальными осадками. Летом, с проникновением с юга тропического воздуха, на большей части Тянь-Шаня устанавливается малооблачная сухая погода. Большую роль в формировании погоды играет и местная горно-долинная циркуляция. Чередование теплых и холодных вторжений воздушных масс и сложность горного рельефа определяют сильную изменчивость погоды как во времени, так и в пространстве.

Температурные условия зависят главным образом от высоты местности. Средняя годовая температура воздуха понижается с высотой, оставаясь положительной до высоты 2500 м над ур. м. Например, на метеостанции Нарын на высоте 2040 м средняя годовая температура воздуха равна +2,5°, а на высоте 3610 м (метеостанция Тянь-Шань) −7,9°. В районе ледниковых языков (3500 — 3900 м) теплый период продолжается 75 — 125 дней. Средняя температура воздуха за этот период составляет 2 — 4°, а средняя температура самого холодного месяца (январь) −20°. Выше 4200 м положительных температур воздуха почти никогда не бывает.

Горы западной и северо-западной частей Тянь-Шаня первыми встречают влажные воздушные потоки и на высоте снеговой линии получают до 1500 — 2000 мм осадков в год. К востоку и вглубь горной системы количество осадков уменьшается. Во внутренних районах Тянь-Шаня на высоте 1800 м выпадает 200 — 400 мм осадков в год. С высотой местности их количество увеличивается и в гляциальной зоне достигает 1000 — 1200 мм. Около $^2/_3$ годовой суммы осадков выпадает в весенне-летние месяцы. Выше 4000 м осадки выпадают только в твердом виде.

Снеговая линия ниже всего лежит в западной части Тянь-Шаня (3500 — 4000 м). К востоку ее высота увеличивается, и максимальных значений (4500 м и выше) достигает в районе пиков Победы и Хан-Тенгри. На южных склонах хребтов она часто лежит на 200 — 500 м выше, чем на северных.

На большей части Тянь-Шаня ледники существуют в условиях преобладания низких температур воздуха, большой его сухости и малого количества осадков при значительном числе часов солнечного сияния и преобладании западных и северных ветров.

В настоящее время на Тянь-Шане в пределах Советского Союза насчитывается 7590 ледников общей площадью 7311,3 км^2, а объем законсервированной в них воды оценивается в 463 км^3. Ледники Тянь-Шаня питают реки внутренних бассейнов Средней и Центральной Азии (Сырдарью, Чу, Или, Тарим) (Прилож. № 2, табл. 28). Талые воды ледников имеют большое значение для орошения засушливых предгорных территорий, особенно в летние месяцы,

когда доля ледникового стока в общем стоке рек значительна, а поля наиболее нуждаются в поливе.

На Тянь-Шане встречаются ледники всех морфологических типов, характерные для горного оледенения (Прилож. № 2, табл. 29). Отличительной особенностью оледенения Тянь-Шаня является наличие ледников плоских вершин, расположенных на высоко поднятых остатках древних денудационных поверхностей. В целом по Тянь-Шаню таких ледников немного — 232, или 4% от общего числа, а их площадь составляет 3% общей. Но в отдельных районах, особенно во Внутреннем Тянь-Шане, их доля больше.

По числу резко преобладают мелкие ледники: 80% всех ледников мельче 1,1 км^2 и еще 16% ледников имеют площади от 1,1 до 5 км^2 каждый. Зато ледники крупнее 5 км^2, хотя их всего 4% от общего числа, занимают почти 40% общей площади оледенения, в том числе около 20% всей площади приходится на 15 ледников крупнее 25 км^2. Среди них — ледник Южный Иныльчек площадью 567,2 км^2 — самый крупный на Тянь-Шане и второй в СССР после ледника Федченко на Памире (Прилож. № 2, табл. 30).

Ледники более или менее равномерно рассредоточены по горным хребтам и располагаются в верховьях долин, поперечных к направлению хребтов. На этом фоне выделяются узлы оледенения, приуроченные к наиболее высоко поднятым частям горной системы. В этих узлах развиты крупные дендритовые ледники, занимающие продольные долины между хребтами. Для них характерны обширные фирновые поля, часто соприкасающиеся друг с другом через водоразделы. Такими узлами являются район пиков Победы и Хан-Тенгри, Аксайский узел, массив Ак-Шыйрак, район пика Талгар и др.

Оледенение советской части Тянь-Шаня мы рассматриваем по 4 основным областям: Западный, Северный, Внутренний и Центральный Тянь-Шань.

Западный Тянь-Шань и Ферганский хребет

К Западному Тянь-Шаню относится хр. Таласский Алатау с отрогами. Этот хребет имеет почти широтное простирание и тянется на 270 км. Средняя высота хребта — 3750 м, высшая точка — г. Манас (4482 м). Северный склон Таласского Алатау, отделенный от Киргизского хр. долиной р. Талас, сравнительно короткий и расчленен многочисленными левыми притоками этой реки. От южного склона Таласского Алатау в юго-западном направлении отходят крупные отроги, соизмеримые по протяженности и высоте с главным хребтом. Это — Угамский, Майдантальский, Пскемский, Сандалашский и Чаткальский хребты. По узким глубоким долинам между ними текут реки бассейна Сырдарьи: Арысь, Майдантал и Ойгаинг (истоки р. Пскем) и Чаткал. В восточной части Таласского Алатау на юго-восток отходит хр. Сусамыртау длиной 120 км со средней высотой 3500 м. Хр. Узунахматтау соединяет восточную оконечность Чаткальского хр. с Ферганским хр., отделяющим Ферганскую долину от Внутреннего Тянь-Шаня.

Рельеф высокогорной зоны характеризуется глубоким расчленением и широким развитием экзарационных форм древнего оледенения — трогов и каров разных уровней. Открытые на юго-запад долины между отрогами Таласского Алатау способствуют свободному проникновению западных влагоносных воздушных потоков в их верховья, где выпадает 800 — 1000 мм, местами до 1500 — 2000 мм осадков в год. На подветренных склонах количество осадков уменьшается до 500 — 600 мм. Наблюдается также их общее уменьшение с запада на восток. Наибольшее количество осадков в гляциальной зоне выпадает в теплый период, из них 60 — 80% в твердом виде.

На Таласском Алатау и его отрогах 1073 ледника общей площадью 453,3 км^2. Оледенение имеет рассредоточенный характер. Преобладают каровые ледники — на их долю приходится 60% числа и 43% общей площади оледенения района. 20% числа и 43% площади приходится на ледники долин. Остальная площадь принадлежит ледникам всех других типов. Оледенение охватывает преимущественно склоны и долины, ориентированные на север.

На северном склоне Таласского Алатау 278 ледников общей площадью 163,4 км^2. Ледники мелкие. Только несколько котловинных и карово-долинных ледников крупнее 3 км^2. Самый большой из них — *ледник Вокруг Света* (дл. 3,6 км, пл. 6,8 км^2) — в бассейне р. Урмарал. Ледники сосредоточены в наиболее высоких частях хребта, средняя высота их концов 3520 м. Около 30% поверхности ледников покрыто мореной, которая бронирует концы ледниковых языков.

На южном склоне Таласского Алатау и его отрогах 795 ледников общей площадью 289,9 км^2. Ледники лежат главным образом в карах и узких долинах в высотном интервале 3400 — 4000 м. Преобладают мелкие каровые ледники, многие из них сплошь покрыты мореной, питаются они главным образом лавинами. Крупнее других котловинные ледники (их 15), средняя площадь котловинного ледника 3 км^2. Есть несколько сложных долинных ледников с короткими языками, образовавшихся путем слияния нескольких карово-долинных ледников. Долинные ледники почти не имеют фирновых областей и питаются лавинами.

Бо́льшая часть ледников Западного Тянь-Шаня носит явные признаки отступания — свежие моренные отложения, многочисленные участки мертвого льда, приледниковые озера и др. За 1961 — 1971 гг. из 11 обследованных ледников Западного Тянь-Шаня 5 отступали, 1 был стационарным и 5 наступали [*Канаев и др.* 1974; *Щетинников.* 1976].

Ферганский хр. тянется с северо-запада на юго-восток. Его средняя высота в западной части 3300 — 3500 м, к востоку она увеличивается, достигая в районе стыка с Алайским хр. 4500 — 4800 м. В том же направлении увеличиваются количество и размеры ледников. Всего на Ферганском хр. 383 ледника площадью 195,8 км^2. Ледники небольшие, 83% всех ледников мельче 0,5 км^2, всего 3 крупнее 2 км^2. По числу преобладают каровые ледники, но около 75% общей площади оледенения приходится на ледники долин. Самые крупные из них находятся в более высокой юго-восточной части хребта. Размеры 9 ледников превышают 3 км^2. Самый большой — сложный долинный *ледник Пальгова* (дл. 5,4 км, пл. 7,4 км^2). Большинство крупных ледников имеет северо-восточную экспозицию, так как в их питании значительную роль играет метелевый перенос снега сильными западными и юго-западными ветрами на подветренные северо-восточные склоны. Высота концов ледников увеличивается с северо-запада на юго-восток от 3150 до 4800 м. Поверхности их сравнительно чистые, мореной покрыто менее 3% площади. На долинных ледниках много трещин, есть ледопады. Уклон поверхности в фирновых областях 7 — 8°, на языках — 10 — 15°.

[Каталог ледников. 1968—1978].

Северный Тянь-Шань

К указанному району относятся северные окраинные хребты Тянь-Шаньской горной системы: Киргизский, Заилийский Алатау и Кюнгёй-Ала-Тоо, имеющие, как и вся система, широтное простирание.

Рельеф высокогорной зоны Северного Тянь-Шаня характеризуется глубоким расчленением и многочисленными следами древнего оледенения. Гребни хребтов на значительном протяжении выше 4000 м, а отдельные вершины поднимаются до 4500 — 4900 м. Высшая точка всего района — пик Талгар на хр. Заилийский Алатау.

На хребтах Северного Тянь-Шаня 1695 ледников, их общая площадь 1493,1 км^2. Преобладают ледники долинного типа (35% числа и 78% площади). Ледники приурочены главным образом к наиболее высоким осевым частям хребтов и к местам соединения этих хребтов.

Киргизский хр. мощной стеной поднимается над Чуйской долиной и тянется почти на 400 км от города Джамбула до Боамского ущелья р. Чу. Оледенение сосредоточено в средней части хребта с высотами до 4700 — 4800 м. Высшая точка — пик Западный Аламедин (4875 м). Всего на Киргизском хр. 607 ледников общей площадью 530,4 км^2, а на его отрогах, хребтах Кара-Мойнок и Джумгал-Тоо, 191 ледник площадью 59,4 км^2.

Почти 80% числа ледников и 90% общей площади оледенения сосредоточено на северном склоне хребта. Сами лед-

ники здесь значительно крупнее, чем на южном склоне. Бóльшая часть ледников сосредоточена в бассейнах рек Сокулук, Алаарча, Аламедин и Иссык-Ата, и здесь же находятся 9 из 12 ледников крупнее 5 км^2. К западу и востоку от бассейнов этих рек интенсивность оледенения уменьшается. На северном склоне Киргизского хр. ледников долин столько же, сколько каровых и висячих, но они составляют 82% общей площади оледенения. Долинные и котловинные ледники располагаются обычно в верховьях главных долин, а карово-долинные — в небольших боковых долинах. Много висячих долинных ледников и ледников с асимметричным питанием. В бассейнах рек Иссык-Ата и Аламедин есть несколько возрожденных ледников. Более 25% площади поверхности всех ледников покрыто мореной. Наиболее высока степень замореннности ледников в западной части хребта. Некоторые из них полностью бронированы мореной. Средняя высота концов ледников 3650 м, ниже всех спускается *ледник Маяковского* — до 3070 м. Средняя высота фирновой линии 3870 м, в восточной части хребта она поднимается до 4000 — 4100 м. Самый большой ледник северного склона Киргизского хр. расположен в бассейне р. Ноуруз. Его длина 6,5 км, площадь 10,0 км^2. Он имеет четырехкамерную область питания, язык бронирован моренным чехлом.

На южном склоне Киргизского хр. 129 ледников площадью 59,2 км^2. 72% всех ледников имеют площади 0,5 км^2 и менее. Средняя высота концов ледников в бассейне р. Нарын 3500 м, в бассейне р. Чу 3760 м. Высота фирновой линии соответственно 3620 и 3940 м. Самый большой ледник южного склона — котловинный *ледник Геофака* (дл. 3,4 км, пл. 2,7 км^2) в верховьях р. Баш-Алаарча (бассейн р. Нарын).

За период абляции на ледниках Киргизского хр. стаивает слой льда от 2 до 5 м толщиной. Скорости движения льда небольшие — 18 — 30 м/год.

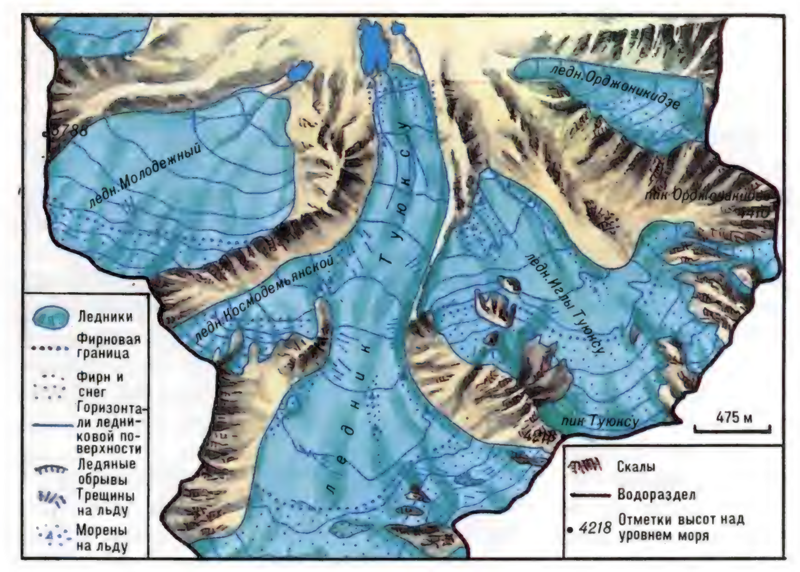
На *леднике Голубина* (дл. 5,1 км, пл. 6,2 км^2), в бассейне р. Алаарча, с 1960 г. проводились балансовые наблюдения. Это ледник висячей долины, средний уклон его поверхности 9°. Высшая точка ледника 4350 м, фирновый бассейн отделен от языка ледопадом. Язык чистый, спускается до 3250 м, высота границы питания 3870 м. За 1960 — 1982 гг. на языке ледника выпадало в среднем 690 мм, а в фирновой области — 840 мм осадков в год. За этот же период средняя годовая аккумуляция составила 75,8 г/см^2, абляция 77,2 г/см^2, а баланс массы — 1,4 г/см^2 в год. Суммарный баланс массы за 23 года был равен −31,7 г/см^2 [*Айзин.* 1985].

Наблюдается общее отступание ряда ледников Киргизского хр. Так, с 1917 по 1961 г. ледник Голубина отступил почти на 1 км, *ледник Советкиной* в бассейне р. Аламедин — на 360 м. Конец *ледника Тушинского* с 1906 по 1960 г. отступил на 600 м, но к 1964 г. продвинулся на 34 м. В последние годы признаки наступания отмечались и на других ледниках.

Хр. Заилийский Алатау тянется на 360 км вдоль 43° с. ш. Главный водораздел хребта в центральной части на протяжении 140 — 150 км имеет высоту 4000 м и более. В Талгарском массиве много вершин выше 4500 — 4600 м, высшая точка — пик Талгар, 4973 м. Северный склон хребта дренируют левые притоки р. Или. Южный склон круто обрывается к межгорным долинам рек Чилик (приток р. Или) и Чонг-Кемин (приток р. Чу), которые текут одна на восток, другая на запад и отделяют хр. Заилийский Алатау от лежащего южнее хр. Кюнгёй-Ала-Тоо. В истоках этих рек хребты соединяются Чилико-Кеминской перемычкой. Протяженность хр. Кюнгёй-Ала-Тоо около 280 км. Западный и восточный участки хребта ниже 4000 м, и лишь в его центральной части длиной около 120 км отдельные вершины поднимаются до 4300 — 4700 м. Южный склон хребта обращен к оз. Иссык-Куль.

На хр. Заилийский Алатау 464 ледника общей площадью 492,2 км^2, на хр. Кюнгёй-Ала-Тоо 433 ледника площадью 411,1 км^2.

Основной пространственной закономерностью оледенения этих хребтов является развитие преимущественно мелких его форм в западной и восточной частях и увеличение площади оледенения и размеров ледников в центральных более высоких частях. Самые крупные лед-



Ледники верховьев р. Малой Алматинки. Составила Г. Б. Осипова

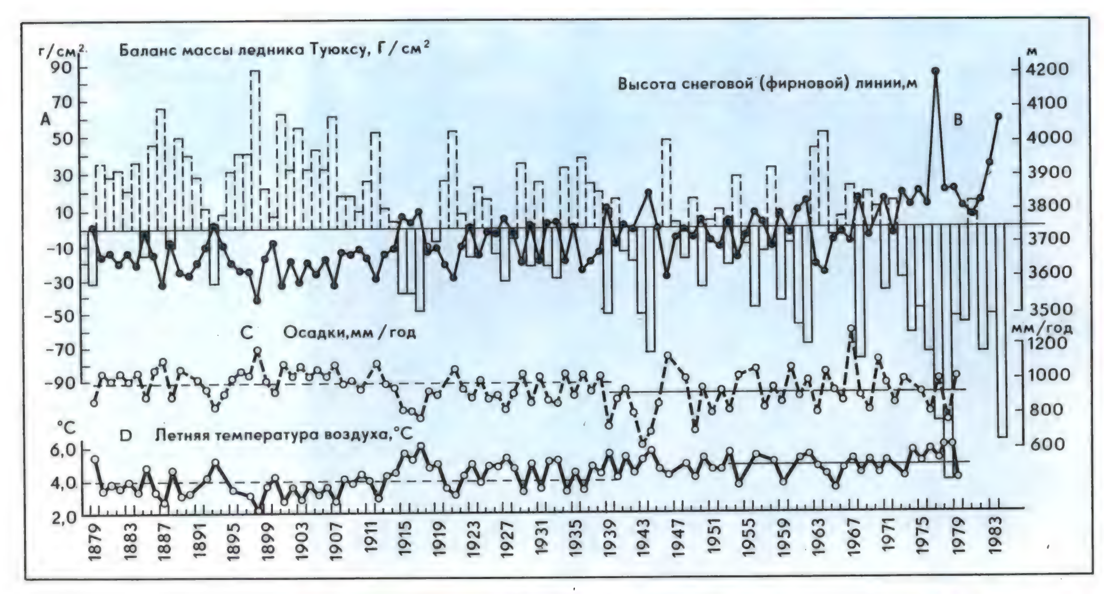
ники приурочены к Талгарскому массиву и Чилико-Кеминской перемычке, где в верховьях рек и их главных притоков расположены обширные многокамерные циркообразные бассейны, которые заняты крупными ледниками преимущественно долинного и котловинного типов.

На северном склоне хр. Заилийский Алатау 307 ледников площадью 308,3 км². Самые крупные узлы оледенения находятся в бассейнах рек Левый Талгар (83,7 км²), Иссык (53,0 км²) и Турген (39,5 км²). Ледники занимают самые верхние участки долин и горных склонов. Более 50% всего числа ледников составляют мелкие ледники (до 1 км²). Самый большой — котловинный *ледник Дмитриева* (дл. 5,3 км, пл. 17,4 км²). Долинные ледники имеют хорошо выраженные широкие фирновые бассейны, языки их трещиноватые, уклоны поверхности 6—12°. Широко распространены висячие долинные ледники. В целом на северном склоне Заилийского Алатау на ледники долин приходится 22% числа и около 65% площади. Каровые, карово-висячие и висячие ледники создают основной фон оледенения в периферийных частях хребта и его отрогов. Довольно много шлейфовых ледников. Их языки размещаются обычно вдоль склонов, с которых они получают основное лавинное питание. Крупнейший шлейфовый ледник — *ледник Туристов* (дл. 3,4 км, пл. 6,2 км²) в бассейне р. Левый Талгар. В восточной половине хребта есть небольшие ледники плоских вершин.

Средняя высота концов ледников северного склона Заилийского Алатау 3500 м в западной части хребта и 3400 м в центральной и восточной. Средняя высота фирновой линии 3800 м.

Средняя годовая температура воздуха на высоте 3400 — 3800 м от −4 до −8°, на высоте более 4000 м от −10 до −12°. Количество осадков, выпадающих на северном склоне Заилийского Алатау, колеблется от 700 до 1300 мм в год. 75 — 80% всех осадков выпадает в весенне-летний период, большая их часть — в твердом виде. За 20 лет наблюдений в бассейне р. Малая Алматинка среднее количество осадков составило 870 мм в год (максимум 1173 мм, минимум 633 мм). Продолжительность периода абляции у отдельных ледников испытывает значительные колебания от года к году: от 42 до 110 дней, в среднем период абляции длится 2 — 2,5 месяца. Таяние на концах ледников до 3 и более метров в год. Ледники Заилийского Алатау имеют континентальный набор зон льдообразования. На фирново-ледяную зону приходится около 70%, на зону ледяного питания — 28% площади зоны аккумуляции. Холодная фирновая зона имеется лишь в самых высоких частях ледников и составляет около 2% площади. Температура льда на глубине сезонного промерзания (6 — 15 м) от −1,8 до −2,5°. С увеличением глубины температура все более приближается к точке плавления льда под давлением.

Скорости движения большинства ледников — от близких к 0 до 20 м/год. Лишь на отдельных ледниках они достигают 40 — 60 и даже 90 — 100 м/год.



Колебания баланса массы ледника Туюксу с 1879 по 1983 г.



Бурение скважины на леднике Туюксу. Фото Л. Д. Долгушина

Для нескольких ледников отмечены периодические ускорения движения льда. Например, *ледник Шокальского* (дл. 4,7 км, пл. 10,8 км²). Каждая из трех ветвей этого ледника обладает самостоятельным режимом, характеризующимся чередованием периодов активизации и деградации [*Макаревич, Федулов.* 1974].

На северном склоне хр. Заилийский Алатау, в верховьях р. Малая Алматинка, находится горно-ледниковый бассейн Туюксу, исследовавшийся по программе МГД. В этом бассейне 10 ледников разных морфологических типов. Их общая площадь 7,9 км². Основные наблюдения проводились на *леднике Туюксу* (дл. 3,8 км, пл. 3,2 км²). Высота конца ледника 3400 м, фирновой линии 3800 м. Толщина льда в средней части ледникового языка составляет 50 — 80 м. Средняя скорость движения льда 22,3 м/год.

За период с 1964 по 1974 г. средняя годовая аккумуляция на леднике Туюксу составила 104,6 г/см², абляция — 118 г/см², баланс −13 г/см². Из 10 лет наблюдений 5 лет было с отрицательным балансом и 5 лет с положительным. За тот же период баланс массы остальных ледников бассейна Туюксу был



Висячий приток ледника Туюксу. Метеопост. Фото Г. Б. Осиповой

Конец ледника Туюксу, скрывающийся под мореной. Фото Г. Б. Осиповой

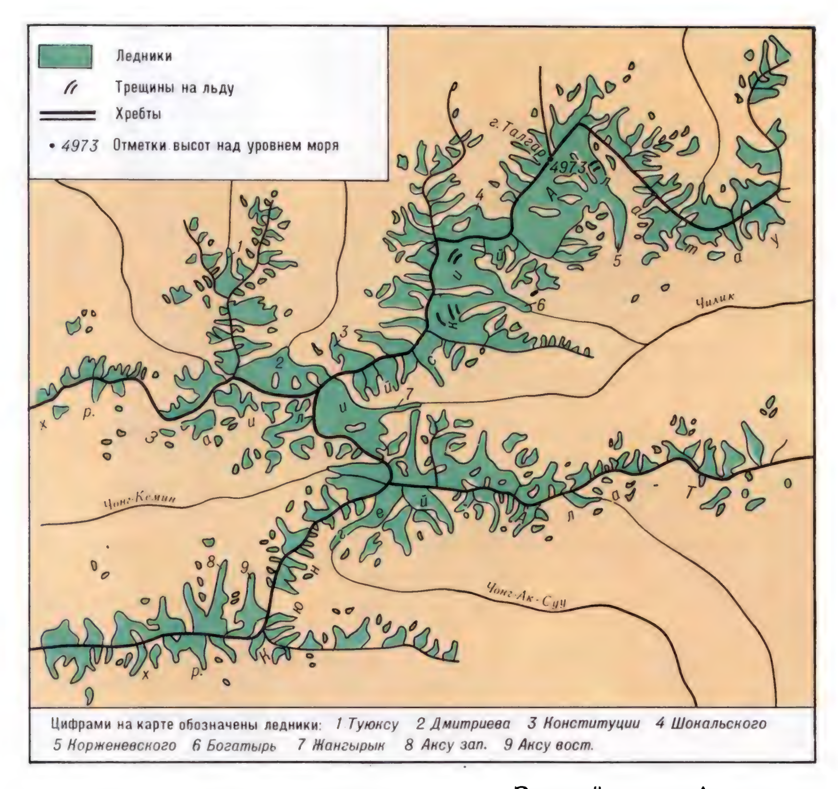


отрицательным (от −11 до −28 г/см^2 в год). В целом по бассейну средний за 10 лет баланс массы был −14,3 г/см^2. За 25 лет (1937—1962 гг.) площадь ледника Туюксу сократилась на 0,084 км^2 [Ледники Туюксу. 1984].

Ледники южного склона Заилийского Алатау и северного склона Кюнгёй-Ала-Тоо дают сток в бассейны рек Чилик и Чон-Кемин. Р. Чилик течет на восток по широкой продольной долине, верхний участок которой является хорошо выраженным трогом. Она образуется от слияния рек Жангырык, Юго-Восточный Талгар и Южный Иссык, начинающихся из крупнейших ледников Северного Тянь-Шаня — Жангырык, Богатырь и Корженевского. Всего в бассейне р. Чилик 249 ледников площадью 302,4 км^2. Больших ледников здесь сравнительно мало. Наиболее крупные долинные и котловинные ледники приурочены к Чилико-Кеминской перемычке и к Талгарскому массиву.

Ледник Корженевского (дл. 11,7 км, пл. 38,0 км^2, объем льда 6,3 км^3) — самый большой на Северном Тянь-Шане — расположен в верховьях р. Южный Иссык. Это долинный ледник со сложной областью питания, состоящей из четырех больших циркообразных бассейнов на юго-восточном склоне Талгарского массива. Ледяные потоки из этих бассей-

Оледенение центральной части хребта Заилийский Алатау и Кюнгёй-Ала-Тоо. Составила Г. Б. Осипова



нов соединяются, но не сливаются и текут бок о бок в одном русле, разделенные до самого конца ледника четко выраженными срединными моренами. Аналогичное строение имеет второй по величине в Северном Тянь-Шане — котловинный *ледник Богатырь* (дл. 9,1 км, пл. 30,3 км^2), состоящий из трех потоков льда, образующих короткий язык. Особенностью этих ледников является то, что каждая из слагающих их ветвей имеет свой собственный режим. В 1964—1966 гг. средняя годовая скорость движения льда в средней части языков составляла: на левой ветви ледника Корженевского — 29,4 м, на левой центральной ветви — 36,4, на правой центральной — 51,9 и на правой — 16,9 м. На леднике Богатырь левая и средняя ветви имели скорость движения льда 6,2 и 3,1 м/год соответственно. Известна быстрая подвижка этого ледника в 1980-е годы.

В бассейнах рек Чон-Кемин и Кичи-Кемин 182 ледника, их площадь 153,2 км^2. 60% ледников и 73,3% площади оледенения приурочены к северному склону хр. Кюнгёй-Ала-Тоо. Здесь выпадает в среднем 600—700 мм осадков в год, на южном склоне Заилийского Алатау в 1,5—2 раза меньше. Оледенение бассейна в основном представлено небольшими как по длине, так и по площади ледниками. Размеры ледников увеличиваются с запада на восток. Крупных ледников мало; самые большие ледники — *Аксу Восточный* (дл. 4,9 км, пл. 6,9 км^2) и *Машковцева* (дл. 5,2 км, пл. 6,9 км^2). Средние высоты концов ледников в целом по бассейну 3600 м. 10% площади ледников покрыто мореной. Языки некоторых ледников бронированы мореной полностью. Типичным представителем бронированных ледников является *ледник Каракорум* (дл. 3,0 км, пл. 2,3 км^2) на северном склоне Кюнгёй-Ала-Тоо. Конец этого ледника, защищенный от таяния моренным чехлом, спускается до 3120 м.

На поверхности долинных ледников много трещин шириной до 2,5—3 м. На некоторых из них есть ледопады. На ледниковых языках широко развиты формы абляционного мезо- и микрорельефа — ледниковые столы, «муравьиные кучи», ледниковые соты и стаканчики. Преобладающие уклоны поверхности языков

8—12°, фирновых бассейнов — 4—6°. Уклоны висячих и каровых ледников до 35°.

Бóльшая часть ледников южного склона Заилийского Алатау имеет восточную экспозицию, и они крупнее, хотя осадков на западных склонах выпадает больше. Это связано с переносом снега господствующими западными ветрами на подветренные восточные склоны хребтов. По той же причине на восточной стороне Чилико-Кеминской перемычки расположены более крупные ледники, чем на западной.

Общая тенденция колебаний ледников бассейна р. Чон-Кемин — отступание. Однако в 1920-е и в начале 1930-х годов многие ледники находились в стационарном состоянии или даже наступали. Так, например, с 1921 по 1928 г. ледник Аксу Восточный наступил на 36,6 м, а к 1932 г. еще на 15 м. Но затем он начал отступать и с 1932 по 1963 г. сократился на 363 м. Ледник Шнитникова за 35 лет (1927—1962 гг.) сократился на 1311 м.

На южном склоне Кюнгёй-Ала-Тоо 159 ледников площадью 140,3 км^2. Преобладают небольшие ледники (74% ледников мельче 1 км^2), расположенные в верховьях долин и в пригребневых частях хребтов. Примерно третья часть всех ледников относится к долинному типу. Большинство их сосредоточено в центральной части хребта. В бассейне р. Чон-Ак-Суу 53 ледника общей площадью 65,6 км^2, в том числе самый большой ледник южного склона — *Чон-Ак-Суу* (дл. 6,1 км, пл. 8,1 км^2). В периферийных частях хребта основной фон оледенения составляют каровые и висячие ледники. Языки долинных ледников имеют уклон 5—10°, разбиты трещинами. Нижние части большинства ледников полностью погребены мореной. Высота концов долинных ледников от 3400 до 3600 м, каровых и висячих — от 3700 до 3900 м. Высота фирновой линии уменьшается с запада на восток от 4200 до 3800 м. Основная масса ледников (65%) имеет южную, юго-восточную и юго-западную экспозиции.

[*Пальгов.* 1958; *Макаревич и др.* 1969; *Вилесов, Грудзинский.* 1971; *Вилесов.* 1975, 1979].

Внутренний Тянь-Шань

Это обширное нагорье с высокоподнятыми днищами долин и плоскими пространствами сыртов, над которыми относительно невысоко поднимаются горные хребты и массивы. Границами Внутреннего Тянь-Шаня являются: на севере хр. Терскей-Ала-Тоо, на юге хр. Какшаал-Тоо (Кокшаалтау), на западе — Ферганский хр. От Центрального Тянь-Шаня он отделен долиной р. Сары-Джаз. В пределах Внутреннего Тянь-Шаня лежат хребты Джетим-Бель, Джетим, Борколдой, Джангиджер и др., в восточной части поднимается горный массив Ак-Шыйрак (Акшийрак). Наиболее обширные сырты — Арабельские, Кумторские и Карасайские; крупнейшие впадины — Верхне-Нарынская и Средне-Нарынская.

Западные и северо-западные циклоны, приносящие на Тянь-Шань осадки, бóльшую их часть оставляют на западных и северных периферийных хребтах, а во внутренние районы приходят уже иссушенными. Увлажняющее влияние оз. Иссык-Куль сравнительно невелико и распространяется лишь на хребты, непосредственно примыкающие к Иссык-Кульской котловине. Осадки по территории Внутреннего Тянь-Шаня распределяются очень неравномерно в зависимости от рельефа подстилающей поверхности. В долинах выпадает 200—300 мм осадков в год, с высотой их количество увеличивается до 400—600 мм. На перераспределение осадков значительное влияние оказывает ветер, переносящий снег с возвышенных мест в понижения и с наветренных склонов на подветренные.

Ледники распространены главным образом в пригребневых, наиболее расчлененных частях гор, в верховьях долин, поперечных к направлению хребтов. На общем фоне разобщенных ледников выделяются ледниковые узлы, приуроченные к наиболее высоким частям гор — это Аксайский узел на хр. Какшаал-Тоо и массив Ак-Шыйрак. Значительно оледенение хр. Терскей-Ала-Тоо. Оледенение Внутреннего Тянь-Шаня отличает широкое распространение ледников плоских вершин, которые занимают остатки высоко поднятых денудационных поверхностей.



Оледенение Внутреннего Тянь-Шаня. В левом верхнем углу озеро Иссык-Куль. Снимок из космоса с ИСЗ «Ландсат»

Всего во Внутреннем Тянь-Шане 3732 ледника, их общая площадь 3481,8 км². Ниже дается описание оледенения района по отдельным хребтам и массивам.

Терскей-Ала-Тоо — мощный хребет, окаймляющий с юга Иссык-Кульскую котловину. Его длина 380 км, средняя высота 4000—4200 м, максимальная 5216 м. Северный склон хребта длинный и расчленен глубокими ущельями многочисленных рек. Южный, более короткий, полого спускается к сыртам. На хр. Терскей-Ала-Тоо в пределах Внутреннего Тянь-Шаня 1375 ледников общей площадью 1123,7 км², из них 757 ледников площадью 544,2 км² находятся на северном склоне. Здесь преобладают мелкие ледники: 39% имеют площади менее 0,1 км², столько же — от 0,1 до 0,5 км² и всего 14 ледников крупнее 5 км². Наиболее крупные долинные и сложные долинные ледники северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо, как правило расположенные в верховьях больших рек, имеют хорошо развитые области питания в сложных многокамерных цирках, отделенные от языков ледопадами. В питании ледников велика роль лавин и метелевого снега. Крупные долинные ледники спускаются до 3250 м. Ниже их концов иногда расположены участки мертвого льда. Языки ледников сильно заморенены. Общая площадь долинных и карово-долинных ледников вдвое превосходит суммарную площадь ледников всех остальных типов. Многочисленные каровые и висячие ледники (63% общего числа) располагаются в краевых частях северного склона хребта и на поперечных отрогах. Их концы спускаются до 3650—3900 м. Есть несколько котловинных, шлейфовых ледников и ледников плоских вершин.

Высота снеговой границы уменьшается с запада на восток от 3950—4000 до 3600—3700 м, что связано, по-видимому, с увлажняющим влиянием Иссык-Куля.

Ледники крайней западной части северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо

дают сток в бассейн р. Чу (реки Укок и Укёк). Склоны хребта здесь крутые и сильно расчлененные, с альпийскими формами рельефа, но высота хребта небольшая. Преобладают малые ледники. Всего здесь 62 ледника площадью 29,7 км^2.

Подавляющее большинство ледников северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо относится к бассейну оз. Иссык-Куль (656 ледников площадью 510 км^2). Самый большой ледник северного склона — сложный долинный *ледник Коноурулен* (дл. 5,8 км, пл. 11,1 км^2) — расположен в бассейне р. Актерек. Ледниковый язык, образующийся от слияния двух потоков с обширными областями питания и ледопадами, имеет сложный бугристый рельеф. Толщина льда в концевой части 25—30 м.

В бассейне р. Чон-Кызыл-Суу с 1947 г. Тянь-Шаньской физико-географической станцией проводятся систематические наблюдения на *ледниках Карабаткак, Ашутор, Кельдеке* и *Айлама*.

Ледник Карабаткак (дл. 3,5 км, пл. 4,5 км^2) зарождается в трехкамерном цирке с пологим и широким днищем. Область питания отделена от ледника ледопадом высотой около 100 м. Ниже ледопада поверхность языка выполаживается. Мощность льда 50—80 м. Конец и левый край ледника заморенены. Между конечной мореной и языком находится озеро, сток из него фильтруется сквозь морену. Этот ледник — основной объект стационарных исследований. С 1960 по 1979 г. средняя годовая аккумуляция на нем составила 117 г/см^2, абляция — 215 г/см^2, баланс массы −30,2 г/см^2. Из 20 лет наблюдений только 5 лет были с нулевым и небольшим положительным балансом массы, остальные — с отрицательным [Fluctuations... 1985].

На ледниках бассейна р. Чон-Кызыл-Суу и на нескольких других ледниках северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо измерялись скорости движения льда. На леднике Карабаткак они составили 11,5 м/год, на леднике Ашутор — от 3,4 до 9,8 м/год, на леднике Айлама — 15 м/год.

К востоку от р. Ак-Суу преобладают каровые и висячие ледники. Только в бассейне р. Тургень-Аксу есть крупный сложный долинный *ледник Тургень-Аксу* (дл. 7,5 км, пл. 7,4 км^2). Его максимальная толщина 80—120 м.

Ледники более низкой восточной части северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо относятся к бассейну оз. Балхаш. В пределах Внутреннего Тянь-Шаня это ледники в бассейнах рек Каракара и Текес (39 ледников общей площадью 4,4 км^2).

Ледники северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо деградируют, о чем свидетельствует недавнее отчленение притоков, большие участки мертвого льда и следы более высокого положения поверхности ледников в прошлом. Между 1943 и 1955 гг. конец *ледника Кольтор Западный* отступил на 250—270 м, *ледник Кольтор Восточный* за тот же период сократился на 200 м, а к 1962 г. еще на 60 м. Поверхность его языка за 7 лет (1955—1962 гг.) понизилась на 11—14,5 м. Ледник Тургень-Аксу с 1943 по 1956 г. отступил более чем на 400 м. Большинство мелких ледников сохраняет стационарное или близкое к нему положение.

На южном склоне хр. Терскей-Ала-Тоо 618 ледников площадью 579,5 км^2. Из них 65 ледников площадью 27,3 км^2 в бассейне р. Чу, 333 ледника площадью 257,3 км^2 в бассейне р. Нарын и 220 ледников площадью 294,9 км^2 в бассейне р. Сары-Джаз.

Характер рельефа и глубина расчленения южного склона сильно меняются на протяжении хребта. Его западная часть до перевала Тон отличается глубоким и сложным расчленением, особенно в Коноруленском горном узле. Здесь развиты альпийские формы рельефа со следами древнего оледенения. Мелкие ледники, преимущественно каровые и висячие, расположены главным образом на склонах северных экспозиций. Нет ни одного ледника крупнее 3 км^2. Большую роль в питании ледников играют лавины и метелевый снег.

К востоку от перевала Тон размеры ледников увеличиваются, и в верховьях р. Карагоман (бассейн р. Нарын) 4 ледника крупнее 5 км^2. Долинные и котловинные ледники составляют 30% от общего числа ледников и занимают 80% общей площади.

В центральной части от перевала Бар-

Ледник Попова.
Бассейн р. Нарын.
Фото М. Б. Дюргерова



скаун на западе до верховьев р. Ирташ на востоке гребень хребта представляет собой древнюю поверхность выравнивания, полого спускающуюся на юг к обширным пространствам сыртов и изрезанную широкими поперечными троговыми долинами с крупными долинными ледниками в верховьях. Характерной особенностью оледенения этого участка южного склона хребта является широкое распространение ледников плоских вершин, занимающих почти все водораздельные пространства между трогами. Они составляют примерно четвертую часть всех ледников этого участка и по числу и по площади. Самый большой ледник плоской вершины не только на хр. Терскей-Ала-Тоо, но и на всем Тянь-Шане — *ледник Григорьева* (дл. 4,0 км, пл. 8,3 км^2). Он расположен на водоразделе между долинами рек Котунтор и Чонтор (бассейн р. Арабельсу). Ледники плоских вершин характеризуются слабо наклоненной поверхностью, незначительной толщиной и маленькими скоростями движения. Большинство из них имеет по нескольку каналов стока, иногда в разные реки. На леднике Григорьева скорость движения льда колеблется от 1—2 м/год в центральной части до 5—9 м/год в потоках выводных ледников [*Виноградов*. 1962].

Сложный долинный *ледник Колпаковского* (дл. 10,0 км, пл. 30,4 км^2) — крупнейший ледник хр. Терскей-Ала-Тоо. Поверхность ледника в нескольких местах осложнена ледопадами. Мощность льда близ конца около 50 м. С 1869 по 1957 г. ледник отступил на 1,1—1,3 км.

Восточнее ледника Колпаковского расчленение хребта постепенно увеличивается. От него на юг отходят хр. Кёолюу-Тоо и другие отроги, разделяющие троговые долины левых притоков рек Ирташ и Кёолюу (Куйлю). В верховьях этих трогов располагаются крупные долинные ледники площадью по 10—17 км^2 с хорошо развитыми областями питания, расположенными в сложных многокамерных цирках, с боковыми и срединными моренами. На склонах и в долинах поперечных отрогов ледники меньше, здесь распространены каровые и висячие ледники, часто с асимметричным питанием со склонов северо-западной экспозиции. Многие ледники отступают. Так, в верховьях р. Куйлю Западная в настоящее время находится 4 самостоятельных ледника, а еще в 1943 г. они соединялись вместе. Ледник Каракол-Тор в верховьях одноименной реки с 1943 по 1959 г. стал короче на 1600—1700 м.

На юго-восток от хр. Терскей-Ала-Тоо, отделенный от него продольной долиной р. Кёолюу, тянется **хр. Кёолюу-Тоо.** Его средняя высота 4700 м, высшая точка 5203 м. Главный водораздельный гребень отличается от окружающих гор своим альпийским обликом. Более пологий северный склон прорезан поперечными троговыми долинами длиной 5—



занимающие верховья поперечных трогов, имеют обширные области питания. Самый большой ледник площадью 14,1 км^2 расположен в верховьях правого притока р. Ашу-Тор. Он начинается в цирке, достигающем в поперечнике 7 км. Между 1943 и 1956 гг. ледник был стационарен, но к августу 1964 г. его

Арабельские сырты.
Вдали хребет Терскей-Ала-Тоо.
Фото К. П. Ротозаева

Ледник Колпаковского, 1957 г.



7 км. Расчленение южного склона более сложное и глубокое.

На хр. Кёолюу-Тоо 147 ледников общей площадью 228,2 км^2. Из них на северном склоне 52 ледника площадью 88,3 км^2, на южном — 95 ледников площадью 139,9 км^2. В количественном отношении незначительно преобладают каровые и висячие ледники (58%), расположенные, как правило, на склонах боковых отрогов, но 78% площади оледенения приходится на ледники долин.

На северном склоне ледники долин, длина увеличилась на 250 м, а края стали выпуклыми и крутыми.

Многие ледники северного склона отступают, но не так сильно, как ледники южного склона. Малые и средние ледники стационарны.

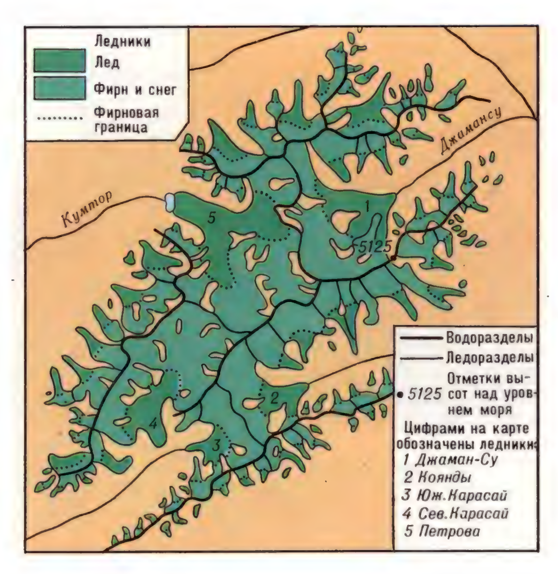
Самые большие ледники южного склона хр. Кёолюу-Тоо приурочены к верховьям рек и к стыкам хребта с его отрогами. В питании ледников большую роль играет перенос снега с западных и северных склонов через седловины на хребте.

Самый крупный на южном склоне хр. Кёолюу-Тоо — сложный долинный *ледник Айлама* (дл. 5,1 км, пл. 15,3 км^2) в верховьях р. Terекты. Он состоит из четырех слившихся концами ледниковых потоков. Недавно от него отчленился крупный правый приток площадью 8,9 км^2, но его язык еще связан с ледником Айлама общей мореной с погребенным льдом. Намечается отчленение еще одного левого притока.

Концы долинных ледников на северном склоне Кёолюу-Тоо спускаются в среднем до 3770 м, на южном — до 3800 м. Высота фирновой линии — соответственно 4000 и 4160 м.

Массив Ак-Шыйрак расположен в восточной части Внутреннего Тянь-Шаня. Это один из наиболее компактных узлов оледенения Тянь-Шаня, его степень оледенения 46%. Массив состоит из трех параллельных хребтов, тянущихся с северо-запада на юго-восток. Высшая точка массива 5125 м, еще 4 вершины более 5000 м. Внутренняя часть массива имеет типичный альпийский облик с узкими скалистыми гребнями, разделяющими обширные фирновые поля, часто связанные друг с другом через пологие перевалы. На западе массив на 1000—1200 м возвышается над высокими Арабельскими и Кумторскими сыртами; северо-восточные склоны круто обрываются к глубоким долинам рек бассейна р. Сары-Джаз.

Климат Ак-Шыйрака суровый. Средняя годовая температура воздуха (−8,1°) такая же, как в Заполярье. Осадки приносятся главным образом западными и северо-западными ветрами. Северо-западная часть Ак-Шыйрака испытывает влияние Иссык-Кульской котловины, откуда влажные воздушные массы проникают через перевалы хр. Терскей-Ала-Тоо. Здесь выпадает до 400 мм осадков в год. К востоку от массива сумма осадков около 200 мм. Важным фактором для развития оледенения является ветровой перенос снега с наветренных западных склонов на подветренные восточные. Снеговая граница наиболее низко расположена в западной части массива (4100—4150 м). К юго-востоку она повышается и максимальной высоты достигает на ледниках южного обрамления — 4500—4550 м. Абляция на ледниках осуществляется преимущественно за счет прямой солнечной радиации.

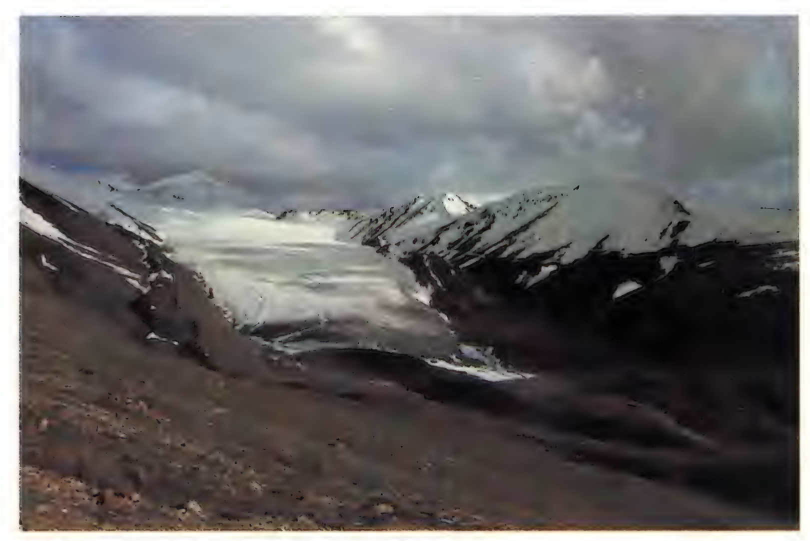


Оледенение массива Ак-Шыйрак. Составила Г. Б. Осипова

Всего на массиве Ак-Шыйрак 154 ледника площадью 435,8 км^2. 18 ледников больше 5 км^2. Преобладают долинные ледники (более половины числа и 89% общей площади). Сложные долинные ледники, занимающие продольные долины между хребтами, в верховьях смыкаются друг с другом через перевалы и седловины. Ширина их языков до 2,5 км, толщина льда в средних частях около 200 м. Долинные ледники имеют хорошо выраженные области питания; ровная спокойная поверхность ледниковых языков изредка осложняется ледопадами. Много ледников висячих долин, особенно в восточной части массива. Каровые и висячие ледники встречаются преимущественно в его окраинных частях.

Ледники западного склона существуют в наиболее благоприятных условиях — здесь при выгодной экспозиции склона осадков выпадает больше, чем в других районах массива. Преобладают долинные ледники с емкими фирновыми бассейнами, приуроченными к широким циркам.

Крупнейший на массиве Ак-Шыйрак ледник — сложный долинный *ледник Петрова* (дл. 11,3 км, пл. 69,8 км^2), об-



Язык долинного ледника Ак-Шыйрак. Фото М. Б. Дюргерова

ласть питания которого лежит в глубокой продольной долине между северным и средним хребтами Ак-Шыйрака и через несколько высоких седловин соединяется с фирновым бассейном ледника Джаман-Су на северо-востоке и с ледником Северный Кара-Сай на юго-западе. Ниже конца ледника расположено озеро. В середине 50-х годов нижние 4,6 км^2 языка ледника представляли собой мертвый лед с глубокими каньонообразными руслами ручьев и обилием термокарстовых воронок. Однако на АФС 1957 г. были видны следы активизации ледника. Позднее, после кратковременного оживления, ледниковый язык снова омертвел.

Значительное оледенение имеет долина р. Кара-Сай, глубоко проникающая в глубь массива. В верховьях долины два крупных ледника — Северный Кара-Сай с многочисленными притоками и Южный Кара-Сай.

Ледник Северный Кара-Сай (дл. 12,2 км, пл. 49,2 км^2) своими верховьями в самом центре массива соединяется с фирновыми полями ледника Петрова. Здесь встречаются кающиеся. В начале XX в. ледник наступал, оставив конечную морену и подпрудное озеро. В конце 50-х годов поверхность языка была покрыта множеством бугров и западин с озерами. Такой «оспенный» рельеф характерен для малоподвижного льда. Но к 1958 г. ледник продвинулся на 920—1000 м, образовав морену напора высотой до 40—45 м и шириной около 150 м. Продвижение было, по-видимому, кратковременным и произошло в 1955—1956 гг. [*Бондарев.* 1963]. Судя по АФС 1967 г., ледник вновь начал отступать; в 1973 г. (КС) отступание продолжалось.

Ледник Южный Кара-Сай в настоящее время катастрофически сокращается, его концевая часть представляет собой маломощный мертвый лед, таяние которого не компенсируется приносом вещества из области питания, толщина льда в 2 км от конца с 1943 по 1957 г. уменьшилась на 36 м.

Язык *ледника Джаман-Су* спускается до самой низкой на Ак-Шыйраке высоты — 3545 м. Нижний конец ледника зарывается в беспорядочные моренные отложения. С 1912 по 1959 г. ледник отступил на 1300—1350 м. Отступание сопровождалось уплощением поверхности и отчленением притоков.

Ледник Коянды в верховьях одноименной реки с 1933 по 1959 г. отступил на 640—720 м, и у его конца возникло приледниковое озеро. От ледника отчленился его бывший приток *ледник Веерообразный,* который в свою очередь разделился на два ледника.

В северной части массива Ак-Шыйрак есть долинные ледники средних размеров (5—10 км^2). На слабо расчлененных участках склонов встречаются небольшие висячие и каровые ледники. Два долинных ледника — *Безымянный* (дл. 4,9 км, пл. 5,9 км^2) и *Чомой* (дл. 5,1 км, пл. 11,2 км^2) испытывали подвижки: первый — между 1943 и 1967 гг., второй — между 1943 и 1961 гг.

На южном склоне массива мелкие ледники существуют в невыгодных условиях из-за южной экспозиции и малого количества осадков. Здесь максимальная для Ак-Шыйрака высота фирновой ли-



Ледник Давыдова — типичный долинный ледник Внутреннего Тянь-Шаня. 1955 г.

нии (4500—4550 м) и концов ледников (4100—4300 м) [*Авсюк.* 1952; *Бондарев.* 1963].

Южной границей Внутреннего Тянь-Шаня является хр. Какшаал-Тоо, простирающийся с юго-запада на северо-восток почти на 600 км. В пределы Внутреннего Тянь-Шаня входит западная часть хребта до долины р. Сары-Джаз на востоке с высшей точкой — пиком Данкова (5982 м). На территории Советского Союза находится северный склон хребта, южный — на территории КНР.

На северном склоне хр. Какшаал-Тоо в указанных пределах 616 ледников общей площадью 907,6 км^2. Преобладают ледники долин (36% числа и 76% площади). На втором месте — ледники склонов, на третьем — ледники плоских вершин.

Самая западная часть хр. Какшаал-Тоо до ущелья р. Какшаал на востоке представляет собой обширное плато высотой около 4300 м, остаток древнего пенеплена. Здесь, а также на расположенных к северу небольших хребтах Коккия и Сарыбелес 63 ледника общей площадью 70,7 км^2; из них 28 — ледники плоских вершин, их площадь 54,1 км^2. Остальные — небольшие долинные и каровые ледники.

Участок хребта протяженностью около 70 км между сквозными долинами рек Какшаал и Чон-Узенгю-Кууш наиболее высокий (средняя высота 5700 м). В центре этого участка, в районе пика Данкова, расположен Ак-Сайский узел оледенения — один из крупнейших на Тянь-Шане. Всего на этом участке 153 ледника общей площадью 443,4 км^2. По числу и по площади преобладают ледники долин, причем большая часть этих ледников и самые крупные из них группируются в центральной части. Это долинные и сложные долинные ледники, занимающие верховья меридиональных долин и питающиеся с фирновых полей, которые тянутся сплошной полосой вдоль осевой части хребта, и с пологих склонов боковых отрогов. Широкие концы крупных ледников выходят в зону предгорий, спускаясь до высоты 3800—4300 м. Самые большие ледники этого

участка — *ледник Комарова* в верховьях р. Кызылунет, *ледник Мушкетова* в бассейне р. Ортоташ, *ледники Наливкина* и *Маллицкого* в верховьях р. Айтала и др. (Прилож. № 2, табл. 31). Это сложные долинные ледники, сливающиеся из нескольких потоков с хорошо выраженными срединными моренами.

На восточном участке хр. Какшаал-Тоо протяженностью около 150 км, в бассейне р. Ак-Шыйрак, 400 ледников общей площадью 393,5 км^2. В западной, менее высокой части этого участка (максимальная высота 4880 м) много маленьких разобщенных каровых и висячих ледников. К востоку высота хребта увеличивается до 5390 м. В этом же направлении увеличиваются размеры ледников и занимаемая ими площадь и меняется тип оледенения. Ледники получают дополнительное питание лавинами со склонов, причем четко выражена асимметрия питания — с западных наветренных, более заснеженных склонов оно много больше, чем с подветренных восточных. Концевые части ледников заморенены. Есть следы деградации — свежие отложенные морены, участки мертвого льда.

Между хр. Терскей-Ала-Тоо на севере и хр. Какшаал-Тоо на юге находится несколько широтных хребтов, сравнительно невысоко поднимающихся над обширными пространствами сыртов и межгорных котловин. Это хребты Джетим-Бель, Джетим, Ат-Башы, Борколдой, Джангиджер и др. В пригребневых частях этих хребтов развит альпийский рельеф с древними ледниковыми формами — трогами, цирками и карами, большей частью занятыми современными ледниками. Оледенение носит дисперсный характер. Ледники располагаются в более высоких частях хребтов преимущественно на северных склонах. По числу на этих хребтах преобладают каровые и висячие ледники (65%), но бóльшую площадь занимают долинные ледники (ок. 70%). Здесь 17 ледников крупнее 5 км^2, но в целом оледенение представлено ледниками небольших размеров. Высота фирновой линии от 3900 до 4400 м.

Севернее хр. Какшаал-Тоо, отделенные от него Чатыркельскими и Ак-Сайскими сыртами и продольными долинами рек Мюдюрюм и Чон-Узенгю-Кууш, тянутся с юго-запада на северо-восток хребты Ат-Башы, Джангиджер и Борколдой, являющиеся водоразделом между реками Нарынской и Таримской впадин.

Наиболее значительно оледенение **хр. Борколдой** (средняя высота 4300 м, максимальная 5170 м) — 396 ледников общей площадью 250,3 км^2. Хр. Борколдой — это сложная глубоко расчлененная система горных цепей длиной около 100 км. Бóльшая часть ледников расположена на северном склоне в бассейнах левых притоков р. Нарын — рек Каракол, Чакыркорум и Туюк-Чакыркорум.

На хр. Ат-Башы (высшая точка 4786 м) 149 ледников площадью 106,2 км^2. Площадь оледенения примерно поровну делится между северными и южными склонами, но на северном преобладают мелкие каровые и висячие ледники, а на южном, полого спускающемся к Чатыркельским и Ак-Сайским сыртам, в основном долинные ледники, оканчивающиеся на высоте 3900—4100 м. Самый крупный ледник (пл. 6,9 км^2) лежит в истоках р. Муставас.

На хр. Джангиджер 164 ледника площадью 59,8 км^2. Оледенение более интенсивно в восточной части хребта, высота которой 4500—4700 м. Преобладают каровые и висячие ледники. Самый большой ледник длиной 4 км и площадью 4,5 км^2 лежит в верховьях р. Джалджир. Средняя высота концов ледников 4000 м.

На хр. Джетим-Бель (выс. до 4627 м) 116 ледников, их площадь 71,5 км^2. Мелкие, главным образом каровые и висячие, ледники рассеяны вдоль хребта преимущественно в его западной и центральной частях и занимают кары и цирки северной экспозиции. На северном склоне ледников больше и они крупнее. Средняя высота концов ледников 3750 м на северном склоне и 3900 м на южном.

На хр. Джетим (выс. до 4896 м) 195 ледников общей площадью 135,6 км^2. Степень оледенения и размеры ледников возрастают с запада на восток с увеличением высоты хребта. Ледники северного склона больше по размерам.

На хр. Нура ледники есть лишь на се-



Ледники северного склона хребта Суёк. Фото М. Б. Дюргерова

верном склоне — 29 ледников площадью 25,9 км^2. Концы ледников спускаются до 3740—3790 м.

На хр. Суёк 51 ледник площадью 38,5 км^2. На северном склоне небольшие долинные ледники спускаются на поверхность Арабельских сыртов (3900—4000 м), на южном — каровые и висячие ледники. Самый большой — котловинный *ледник Майтор* (дл. 2,6 км, пл. 3,8 км^2) в бассейне р. Тарагай.

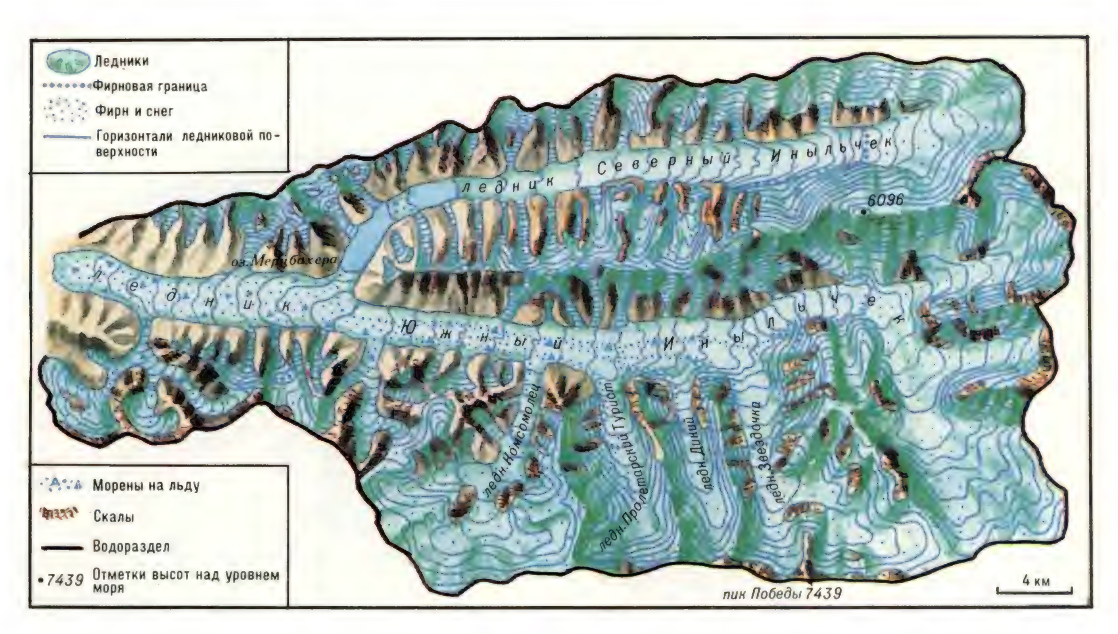
В горах Нарын-Тоо (средн. выс. 3800—4300 м, высшая точка 4531 м) 239 ледников площадью 69,4 км^2. На северном склоне сосредоточено $^2/_3$ площади оледенения гор Нарын-Тоо. Ледники мелкие, лишь один ледник больше 2 км^2. Высота концов 3800—3900 м.

Мелкие ледники, преимущественно каровые и висячие, встречаются также в западной части Внутреннего Тянь-Шаня на наиболее высоких участках гор Кёкирим-Тоо (17 ледников пл. 3,6 км^2), Джаман-Тоо (66 ледников пл. 19,8 км^2), Байбиче-Тоо и Ак-Четаш (8 ледников пл. 4,3 км^2) и Капкатас (10 ледников пл. 1,6 км^2) [*Бондарев, Забиров.* 1964; *Баков.* 1983].

Центральный Тянь-Шань

Орографически этот район (район пика Победы) представляет собой наиболее высокую и труднодоступную часть Тянь-Шаня. На севере района хр. Терскей-Ала-Тоо является водоразделом между бассейном р. Сары-Джаз и реками бассейна оз. Балхаш. К югу от него расположены широтные хребты Сары-Джаз, Тенгри-Таг, Энгильчек-Тоо (Иныльчек-тау), Кайынгды-Катта и Постышева. Южной границей Центрального Тянь-Шаня является восточная часть хр. Какшаал-Тоо, который опоясывает рассматриваемый район на расстоянии более 100 км. Средние высоты гребней широтных хребтов Центрального Тянь-Шаня 4500—4700 м, хребты повышаются с запада на восток (самые высокие вершины: пик Победы, 7439 м, пик Хан-Тенгри, 6995 м, пик Мраморная Стена, 6150 м). Северные склоны хребтов короткие и крутые, южные более длинные и пологие. Эти хребты на востоке соединены вытянутым с юга на север Меридиональным хр. с высотами более 6000 м, ледники с которого текут на запад, в СССР, и на восток, в КНР.

Хр. Меридиональный представляет собой преграду на пути воздушных масс, приходящих с запада. Количество осадков увеличивается с высотой и с запада на восток. У ледника Семенова на высоте 3285 м за год выпадает в среднем 760 мм осадков, а во влажные годы до 1000 мм и более. Максимум осадков (75—80%) приходится на май — август. На высотах более 4000 м осадки выпадают только в твердом виде. Постоянные ветры создают интенсивный метелевый перенос снега, в результате чего образуется много снежных карнизов на восточной стороне горных гребней. В высоко-



Крупнейшие ледники Тянь-Шаня — Южный и Северный Иныльчек. Составила Г. Б. Осипова

горье очень низкие средние годовые температуры воздуха и незначительные положительные в летнее время. Большая сухость воздуха способствует интенсивному испарению снега и льда.

Огромные абсолютные высоты, большая расчлененность рельефа и суровый климат создают благоприятные условия для развития мощного оледенения в этом районе.

Всего на Центральном Тянь-Шане на территории СССР насчитывается 707 ледников общей площадью 1687,3 км^2. Характерная особенность оледенения этого района — наличие крупных дендритовых и сложных долинных ледников, занимающих верховья основных продольных долин. Крупнейшие из них — ледники Южный и Северный Иныльчек в верховьях р. Иныльчек и ледники Каинды (р. Каинды), Мушкетова (р. Адыртор) и Семенова (р. Сары-Джаз). На долю этих 5 ледников приходится более половины всей площади оледенения.

Сложные и простые долинные ледники меньших размеров расположены в верховьях боковых долин преимущественно на северных, более широких и расчлененных склонах хребтов. Среди простых долинных много ледников туркестанского типа, особенно в западной и южной частях района, получающих основное питание за счет лавин и обвалов снега и фирна со склонов. Лавины играют важную роль и в питании крупных сложных долинных ледников северного склона хр. Сары-Джаз в бассейне р. Текес.

Широко распространены каровые и висячие ледники. В верховьях долин они образуют второй ярус, располагаясь на склонах, возвышающихся над поверхностью языка главного ледника. В более низких западных частях хребтов ледники этих типов преобладают.

Высота фирновой линии увеличивается с запада на восток и с юга на север от 3900—4000 м до 4500—5000 м и выше. На южных склонах фирновая линия на 200—300, местами на 600—700 м выше, чем на северных. Средняя годовая аккумуляция на ледниках колеблется от 20 до 100 г/см^2. Период абляции продолжается в зависимости от погоды 2—2,5 месяца, а средняя величина стаивания равна 70—250 г/см^2.

Скорости движения льда ледников Центрального Тянь-Шаня меньше, чем однотипных ледников в других горных системах, — от 2—7 м/год на ледниках висячих, каровых и плоских вершин до 40—150 м/год на крупных долинных и дендритовых ледниках. В связи с этим полный оборот массы в ледниках требует много времени. Например, на леднике Южный Иныльчек — 460 лет, Семенова — 840 лет [*Баков*. 1983].

Ледники северного склона восточной части хр. Терскей-Ала-Тоо и хр. Сары-Джаз и западного склона Меридионального хр. дают сток в реки бассейна оз. Балхаш — Ашутор и Текес. Всего здесь

133 ледника общей площадью 140,9 км². В бассейне р. Ашутор оледенение в основном карово-долинного типа, долинные ледники появляются лишь в истоках реки, где высота хребта достигает 4645 м. Самые большие ледники находятся в верховьях р. Текес на северном склоне хр. Сары-Джаз. Здесь располагаются сложные долинные *ледники Симонова, Мраморной Стены* и *Сауруксайский,* которые питаются крупными фирновыми полями, осложненными ледопадами, и имеют низко спускающиеся (до 3350 м) пологие языки. Вертикальный диапазон этих ледников 2060 м. Большую роль в их питании играют лавины.

Средняя высота концов простых долинных ледников 3550 м. Для поверхности их языков характерны абляционные формы рельефа — ледниковые столы, соты, стаканчики и др.

С 1953 по 1963 г. ледники Симонова, *Баянкол* и Мраморной Стены отступали со скоростью 13—16 м/год. Средние и мелкие ледники были стационарны.

В бассейне р. Сары-Джаз в пределах Центрального Тянь-Шаня 574 ледника общей площадью 1546,4 км². Река Сары-Джаз берет начало из дендритового *ледника Семенова,* который зарождается на склонах пика Семенова (5816 м) на стыке хребтов Терскей-Ала-Тоо и Сары-Джаз. В питании ледника большую роль играют лавины. Слева в ледник Семенова впадают 5 крупных притоков, стекающих с северного склона хр. Адыртор. Их языки на поверхности основного ствола окаймлены моренными грядами. Справа, с южного склона хр. Терскей-Ала-Тоо, в ледник впадает только два небольших притока. Язык ледника Семенова пологий, его поверхность покрыта воронками, напоминающими карстовые, диаметром до 30—50 м. В некоторых скапливаются талые воды, образуя озера. Таяние на языке ледника на высоте 3700 м составляет в среднем за период абляции 2,5 см/сут., максимальное — до 8—10 см/сут.

В истоках р. Адыртор, левого притока р. Сары-Джаз, расположен *ледник Мушкетова* (дл. 20,5 км, пл. 68,7 км²). Его фирновая область лежит в огромном цирке с высокими (до 1,5 км) крутыми бортами. Языки ледников-притоков, впадающих в основной ледник с северного склона хр. Сары-Джаз, окаймлены моренами и имеют характерный вид «львиных лап». До 1956 г. ледник отступал, а лед его нижней части был практически неподвижным, но к августу 1957 г. язык ледника быстро продвинулся на 4,5 км. При этом его поверхность на протяжении нескольких километров от конца покрылась густой сетью трещин, а притоки нижнего течения были подпружены. С тех пор конец ледника отступает [*Осмонов*. 1974]. В западной части хр. Сары-Джаз преобладают мелкие долинные и карово-долинные ледники и ледники склонов.

В бассейне р. Иныльчек, левого притока р. Сары-Джаз, 198 ледников общей площадью 946,1 км². В верховьях этой реки находится *ледник Южный Иныльчек* (дл. 60,5 км, пл. 567,2 км²) — самый большой ледник Тянь-Шаня и второй по размерам горный ледник в Советском Союзе после ледника Федченко на Памире. Ледник берет начало из нескольких громадных циркообразных фирновых бассейнов. Язык длиной 43,2 км при средней ширине 2,2 км спускается до 2800 м со средним уклоном поверхности 2°. Нижние 14 км языка сильно заморенены. Мощность льда в этой части ледника 150—200 м. Система ледника Южный Иныльчек состоит из 78 ледников-притоков разных порядков. Самые крупные из них стекают с северных склонов хр. Какшаал-Тоо. Это сложные долинные *ледники Звездочка* (пл. 87,4 км²), *Дикий* (пл. 31,9 км²), *Пролетарский Турист* (пл. 47,3 км²), *Комсомольский* (пл. 68,1 км²), *Шокальского* (пл. 24,2 км²) и др. Крупнейший из них — ледник Звездочка. Его главный фирновый бассейн расположен у основания высшей точки Тянь-Шаня — пика Победы (7439 м).

Ледник Южный Иныльчек был открыт в 1876 г. экспедицией Русского географического общества. Впоследствии его многократно посещали ученые и альпинисты, отмечавшие непрерывную деградацию ледника, которая выражалась в понижении поверхности и отчленении отдельных притоков от главного ствола ледника.

Ледник Северный Иныльчек (дл. 32,8 км, пл. 181,2 км²) прежде сливался с лед-



рина около 1 км, объем воды в озере порядка 200 млн м^3. Ложем озера служит мертвый лед, погребенный под 5—6-метровой толщей озерных отложений. Озеро образуется ежегодно. Оно питается талыми водами ледников Северный и Южный Иныльчек и айсбергами, откалывающимися от обрыва правой ветви ледника Южный Иныльчек, а также с ледника, расположенного на правом склоне долины и обрывающегося прямо в озеро. Озеро достигает максимальных размеров к концу периода абляции и прорывается внутри ледника Южный Иныльчек ежегодно, иногда дважды в год, чаще всего в конце августа — начале сентября [*Авсюк*. 1950б; *Айрапетьянц, Баков*. 1971].

Слияние ледников Северный и Южный Иныльчек. Озеро Мерцбахера



Верховья ледника Северный Иныльчек, г. Чапаева. Фото В. Е. Опуховского

ником Южный Иныльчек, а в настоящее время соединен с ним участком мертвого льда, являющимся дном оз. Мерцбахера.

Оз. Мерцбахера находится в устье долины ледника Северный Иныльчек за ледяной плотиной, образованной языком ледника Южный Иныльчек. При высоком уровне площадь зеркала озера 4,5 км^2, длина около 4 км, средняя ширина около 1 км, объем воды в озере порядка 200 млн м^3.

В узких боковых долинах северного склона хр. Энгыльчек-Тоо лежат небольшие ледники с трещинами и ледопадами, не доходящие до днища долины р. Иныльчек. Лишь самый большой из них вытекает в долину в виде «львиной лапы» из льда серого цвета от загрязняющей его морены.

Следующей к югу от р. Иныльчек в

р. Сары-Джаз впадает р. Каинды. В бассейне этой реки 113 ледников общей площадью 151,3 км².

В истоках р. Каинды расположен *ледник Каинды* (дл. 29,0 км, пл. 84,1 км²). Его область питания занимает два огромных цирка на высоте более 5500 м и через невысокий ледораздел соединяется с областью питания ледника Комсомольского, притока ледника Южный Иныльчек. Язык ледника толщиной около 170 м широкой лопастью спускается до высоты 3400 м. Между 1943 и 1960 гг. конец ледника продвинулся на 1,3 км, и в 1960 г. его поверхность представляла собой хаотическое нагромождение остроугольных ледяных блоков. Дальнейшее продвижение ледника прекратилось, и уже через 5 лет его поверхность стала значительно более ровной [*Осмонов*. 1974]. В настоящее время нижние 10 км ледникового языка сильно заморенены, на его поверхности много бугров и западин, многие из которых заполнены водой, что свидетельствует о деградации ледника после подвижки.

К югу от хр. Кайынгды-Катта находится долина р. Куюкап, которая представляет собой узкое ущелье с отвесными стенами. Лишь в верховьях она расширяется, и там находятся крупные ледники. Всего в бассейне р. Куюкап 45 ледников площадью 76,8 км². *Ледник Куюкап* (дл. 12,9 км, пл. 18,4 км²) своей фирновой областью, расположенной в огромном цирке, связан через перевал с главным потоком *ледника Комсомольского*.

Небольшие ледники расположены на хр. Майбаштау и на западном склоне хр. Какшаал-Тоо, в верховьях рек Сарытор, Джамансу и Джангиджер. Всего здесь 33 ледника общей площадью 30,5 км².

В целом оледенение Центрального Тянь-Шаня сокращается. Об этом свидетельствуют свежие моренные гряды, террасы оседания, погребенные участки мертвого льда. Многие притоки крупных ледников недавно от них отчленились, а некоторые находятся в стадии обособления. Ледник Семенова с 1885 г. отступил почти на 3 км. Скорость линейных сокращений у большинства крупных ледников составляет 2—10 м в год. Ледники малых размеров почти не изменили своих очертаний и в большинстве своем находятся в стационарном или близком к нему положении [*Баков*. 1983; *Диких*. 1976; *Забиров*. 1958, 1962].

[*Долгушин, Осипова, Рототаева*. 1972; *Виноградов, Коновалова, Псарева*. 1980; Каталог ледников. 1967—1979].

Джунгарский Алатау

Джунгарский Алатау — горная система, протянувшаяся с запада-юго-запада на восток-северо-восток вдоль границы между СССР и КНР в координатах 44—46° с. ш., 78—82° в. д. Южной его границей служит р. Или, северо-восточной — оз. Алаколь и Джунгарские ворота. Общая протяженность Джунгарского Алатау около 400 км. Джунгарский Алатау состоит из нескольких параллельных горных хребтов, главный и самый длинный из которых — Северный. Юго-западным ответвлением Северного хр. является хр. Каратау. Глубокая тектоническая депрессия, занятая р. Коксу и ее притоками, отделяет от Северного хр. южную группу хребтов: Токсамбай, Беджинтау и Тышкантау, которые имеют продолжение на территории КНР в виде хребта Боро-Хоро. Перемычка между Северным хр. и хр. Токсамбай служит водоразделом между истоками рек Коксу и Боро-Тал.

Средняя высота Джунгарского Алатау 3580 м, но многие вершины поднимаются до 4000 м и более. Высшей точкой Северного хр. является г. Семенова-Тян-Шанского (4560 м) в истоках рек Большой и Малый Баскан. Средняя высота хребтов Токсамбай и Тышкантау 3770 м, высшая точка первого из них 4062 м, второго — 4359 м.

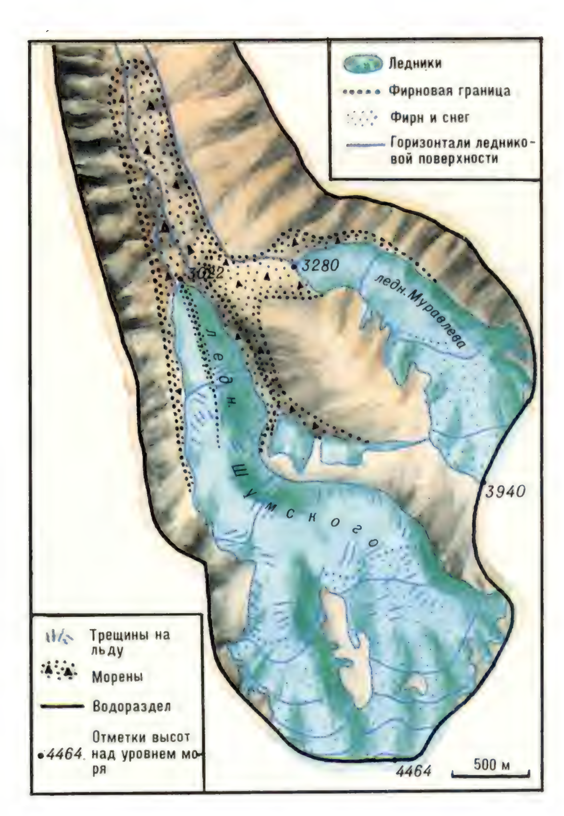
Большинство рек Джунгарского Алатау на территории СССР принадлежит к бассейну оз. Балхаш (реки Лепсы, Баскан, Сарканд, Аксу, Биен, Кора, Коксу, Каратал), р. Тентек — к бассейну оз. Сасыкколь, р. Ыргайты — к бассейну оз. Алаколь. Часть рек по выходе из гор теряется в песках, а некоторые полностью разбираются на орошение полей.

Основной тектонической структурой Джунгарского Алатау является крупный антиклинорий со сложно дислоцированными и метаморфизованными палео-

зойскими породами в его ядре. В осевой зоне хребта наиболее высокие вершины сложены гранитами и метаморфическими сланцами, стойкими к процессам выветривания. В неоген-четвертичное время Джунгарский Алатау претерпел сводовое поднятие, сопровождавшееся тектоническими разрывами. Неравномерное поднятие по плоскостям разрывов обусловило образование в рельефе серии уступов, расположенных на различных гипсометрических уровнях. В результате склоны хребта представляют лестницу древних поверхностей выравнивания, наиболее четко прослеживающихся на уровнях: 700—1600, 1600—3100 и 3100—4560 м. Джунгарский Алатау в четвертичное время подвергался мощному оледенению, следами которого являются кары, цирки и троги в горах и моренные отложения в долинах и предгорьях.

Современные ледники приурочены в основном к водораздельным зонам хребтов, характеризующимся большими абсолютными высотами, глубоким расчленением склонов, небольшим числом сохранившихся участков древних поверхностей выравнивания и сравнительно слабым расчленением водораздельных гребней по простиранию — седловины между соседними вершинами лежат ниже их всего на 200—300, реже на 400—500 м. Вершины и седловины осевого хребта покрыты фирновыми полями и ледниками и в большинстве своем имеют сравнительно мягкие очертания. Остроконечные пики встречаются редко. Гребни боковых отрогов расчленены примерно так же, как и осевой хребет. Современные ледники размещаются главным образом в отрицательных формах рельефа, служивших вместилищами более крупных четвертичных ледников. Чем выше поднимаются горы, тем полнее современные ледники заполняют вместилища своих предшественников.

В Джунгарском Алатау 1369 ледников общей площадью 1000 км^2. В них законсервировано около 42 км^3 воды. Ледники занимают высотный пояс от 3000 м над ур. м. до гребня хребта (4000—4360 м). Морены покрывают от 4—5% до 10—20% поверхности ледников. Фирновая линия на ледниках проходит на высоте



Типичные ледники Джунгарского Алатау. Составил П. А. Черкасов

от 3480 до 3840 м в зависимости от экспозиции и морфологического типа ледников. На южных склонах фирновая линия на 100—120 м выше, чем на северных, на долинных ледниках на 70—80 м ниже, чем на каровых.

Подавляющее большинство ледников Джунгарского Алатау имеет площади менее 1 км^2 (1112 ледников, или 81,3% от общего числа). Ледников средних размеров (от 1 до 5 км^2) всего около 17% от общего числа, но они занимают 45% общей площади оледенения. Ледников больше 5 км^2 — 26.

Более половины общей площади оледенения приходится на ледники долин (61,3%), на долю ледников каров — 21,4% и на ледники склонов и плоских вершин — 17,3% (Прилож. № 2, табл. 32, 33, 34).

Большая часть общей площади оледенения сосредоточена на склонах северных румбов (84,1%). Такое распределение ледников связано главным образом с инсоляционными условиями, а также с орографическими особенностями, способствующими снегонакоплению на глубже и сложнее расчлененных северных склонах хребтов.





Оледенение гребня хребта Джунгарский Алатау. Фото В. А. Холошнюка

Долинный ледник Красовского. Джунгарский Алатау. Фото Л. Д. Долгушина

Основным источником питания ледников Джунгарского Алатау являются атмосферные осадки, бо́льшая часть которых в области аккумуляции выпадает в твердом виде. Среднее количество осадков на высоте границы питания составляет около 900 мм в год, изменяясь в разные годы от 770 до 1270 мм. По расчету А. Н. Кренке [1982], аккумуляция на том же уровне составляет в разных частях района от 75 до 200—250 г/см^2 в год при среднем коэффициенте концентрации за счет навеянного снега и лавин 1,4.

Граница питания делит ледники Джунгарского Алатау на две примерно равные по площади части — область питания и область расхода. Ледниковый коэффициент долинных и котловинных ледников в среднем составляет 1,12, каровых ледников — 0,89, висячих — 1,0.

Преобладающим типом льдообразования на ледниках Джунгарского Алатау является фирново-ледяной. Фирново-ледяная зона охватывает большую часть области аккумуляции выше 3500 м. Ниже расположена зона ледяного питания, занимающая примерно 20% площади ледников. Процесс льдообразования в первой из зон завершается в течение нескольких лет, во второй — в течение одного года. Активный поверхностный слой ледника в пределах первой зоны летом прогревается до 0°. В зоне ледяного питания и в области абляции лед имеет нулевую температуру лишь в тонком поверхностном слое (глубиной до 1 м), глубже температура льда понижается: на глубине 1,5 м — до −0,4°, на глубине 2,5 м — до −1,2°, на 4 м — до −2,6° и на 6 м — до −3,1°. Температура ледников плоских вершин на 3—4° ниже, чем долинных ледников. У ложа долинных ледников отмечается повышение температуры льда до точки таяния за счет геотермального тепла.

С низкотемпературным состоянием ледников Джунгарского Алатау связаны, по-видимому, небольшие скорости их движения. Средняя скорость движения льда в котловинных ледниках, имеющих обычно малые уклоны, составляет всего 4—5 м/год. Долинные ледники движутся примерно вдвое быстрее (9—10 м/год). Самые большие скорости движения льда были измерены на *леднике Безсонова.* В 2—3,5 км от его конца средняя скорость движения льда составила 16,7 м/год. Суточные скорости движения льда в период абляции превышают средние годовые в 1,2—1,4 раза.

Основным фактором таяния ледников в Джунгарском Алатау является солнечная радиация. При облачности в 4 балла ее доля достигает 74%, при облачности 6—7 баллов — 57% теплового баланса. На долю турбулентного тепла остается соответственно 26 и 43%.

Интенсивность таяния ледников зависит главным образом от их альбедо, экспозиции и абсолютной высоты места. Средняя продолжительность периода аб-

ляции на высоте 2900—3100 м (на этой высоте лежат концы большинства долинных ледников) равна 65 суткам, а на высоте 3300 м (средние части большинства долинных ледников) — 46 суткам. Среднее суточное стаивание льда на концах ледниковых языков в зависимости от погоды составляет от 2,2 до 4,6 см, а в средних частях ледников — от 1,4 до 3,3 см (в слое воды). Ледники за счет таяния теряют больше льда, чем получают его из фирновой области за счет движения. Баланс массы ледников, на которых велись наблюдения, отрицательный.

Баланс ледников Джунгарского Алатау был по преимуществу отрицательным на протяжении нескольких последних десятилетий, о чем свидетельствуют отступание концов многих ледников и сокращение их площадей. Так, конец ледника Безсонова с 1909 по 1972 г. отступил на 880 м, а его площадь сократилась на 0,5 км^2. Ледник Тронова с 1952 по 1972 г. стал короче на 425 м и потерял 0,26 км^2 площади. Сократился и ряд других ледников. В целом по району ледники ежегодно теряют 0,17% своей общей площади. [*Зенкова*. 1959; *Черкасов, Вилесов*. 1972, 1974; Каталог ледников. 1969—1980].

Саур

Саур — горный хребет широтного простирания, входящий в состав Саур-Тарбагатайского горного поднятия. Его сильно расчлененный южный склон короток и крут, северный — пологий и длинный, прорезан глубокими речными долинами. Большая часть хребта с высшей точкой г. Музтау (3816 м) лежит в пределах Китая. На территории СССР протяженность хребта около 30 км, высота гребня от 3400 м на западе до 3800 м на востоке. Реки северного склона хребта относятся к бассейну оз. Зайсан и р. Черный Иртыш. Ряд мелких рек теряется в песках по выходе из гор. Рельеф привершинных частей хр. Саур характеризуется сравнительно слабым расчленением, вершины гор плоские, иногда куполовидные.

Климат Саура резко континентальный. Средняя годовая температура воздуха в гляциальной зоне хребта составляет −7—9°, средняя температура холодного периода −14—16°, теплого — +6 — 8°. Зимой температура падает до −40 — 45°, летом в жаркие дни поднимается до +20°. Годовое количество осадков около 500—600 мм. В гляциальной зоне осадки не только зимой, но и летом выпадают в виде снега. Питание ледников осуществляется как за счет атмосферных осадков, приносимых западными и северо-западными ветрами, так и за счет сноса снега с плоских водораздельных пространств и концентрации его в карах и цирках подветренных склонов. В соответствии с этим все современные ледники имеют северо-восточную, северную и северо-западную экспозиции, занимая кары и цирки, оставшиеся в наследство от более обширного четвертичного оледенения, и все они расположены на северном склоне хребта.

В настоящее время на хр. Саур на территории Советского Союза насчитывается 18 ледников общей площадью 16,6 км^2, запас воды в них 0,6 км^3. Мореной покрыто 1,8 км^2 ледниковой поверхности. Открытые концы ледников располагаются в интервале высот 3000—3370 м, а погребенные под мореной концы ледников спускаются на 40—50 м ниже. В восточной части хребта 6 ледников образуют компактную группу со слившимися бассейнами питания (истоки рек Караунгур и Кендерлык).

По числу преобладают ледники каров (61%), а по площади — долинные ледники (51%). Самый большой *ледник — Косайрык* (дл. 4 км, пл. 3,7 км^2) расположен в восточной части хребта в верховьях одноименной реки.

Режим ледников хр. Саур не изучался. Есть сведения, что *ледник Аба* за 57 лет (с 1901 по 1958 г.) отступил примерно на 90 м, ледник Косайрык с 1907 по 1958 г. отступил на 150—250 м. Но некоторые ледники (*Орто-Бокан, Ульку-Бокан* и др.) на фоне общего отступания иногда, по-видимому, наступают. Часть ледников за последние десятилетия находится в стационарном состоянии.

[*Селиверстов*. 1962; Каталог ледников. 1969].

ЛЕДНИКИ ЗАРУБЕЖНОЙ АЗИИ

Центральная Азия и Гималаи — крупнейшая область современного оледенения в умеренных, субтропических и тропических широтах северного полушария. Обширные нагорья и гигантские горные системы, поднимающиеся до 6—7 тыс. м над ур. м., протягиваются на многие тысячи километров в основном в широтном направлении. Высокогорные цепи Гиндукуша, Каракорума и Гималаев опоясывают с юго-запада, юга и юго-востока величайшее в мире Тибетское нагорье, ограниченное на севере Куньлунем — становым хребтом Азии, который на западе смыкается с Кашгарским хр. и Памиром, а на востоке — с Сино-Тибетскими горами. К северо-востоку от Куньлуня лежит горная система Наньшаня. На северо-западе протягивается Восточный Тянь-Шань, отделенный от Куньлуня и Наньшаня бессточной Кашгарской (Таримской) впадиной. На севере протягиваются горные цепи Монгольского Алтая.

Тибетское нагорье и примыкающие к нему горные хребты — это основной водораздел между бассейнами Тихого и Индийского океанов и бессточных территорий Центральной Азии. Здесь берут начало крупнейшие реки: Инд, Ганг, Брахмапутра, Меконг, Янцзы, Хуанхэ, Тарим, являющиеся главными источниками водоснабжения густонаселенных территорий. В стоке этих рек огромная роль принадлежит ледникам.

Климат Центральной Азии резко континентальный. Зимой здесь господствуют сильные морозы и иссушающие ветры. Осадков выпадает мало. В западной, самой сухой части Центральной Азии годовая сумма осадков не превышает 200—250 мм. Основная часть осадков выпадает летом на больших высотах, главным образом в виде снега. Лето прохладное и сравнительно сухое с резкими колебаниями суточных температур воздуха. На высотах более 3000—4000 м в любой из летних месяцев возможны заморозки. Сухой резко континентальный климат особенно ярко выражен на Тибетском нагорье и прилегающих к нему хребтах, на которые распространяется влияние зимнего антициклона с центром в Восточной Сибири и Северной Монголии.

На юге и юго-востоке, куда проникают летние муссоны с Индийского и Тихого океанов, климат значительно более влажный и мягкий. Особенно хорошо выраженным муссонным климатом отличаются южные склоны Восточных Гималаев и хребты юго-восточной части Тибетского нагорья, где годовое количество осадков местами превышает 3000 мм. На крайнем западе (Каракорум, Гиндукуш, Нангапарбат) в формировании осадков значительная роль принадлежит зимним циклонам. В целом Центральная Азия характеризуется зимним максимумом осадков в западной части и летним максимумом в центральной и восточной частях.

В соответствии с количеством и режимом осадков, а также с инсоляционными условиями находится и высота снеговой линии. Самое низкое положение снеговая линия занимает на южных склонах Восточных Гималаев и в Юго-Восточном Тибете (хр. Ньенчен-Тангла), где индийский муссон по широким долинам, разрезающим горы, глубоко проникает на территорию Тибета. Здесь, несмотря на положение в тропических широтах, снеговая линия опускается до 4400—4600 м. К северу и западу отсюда она повышается до 6000—6200 м. На северных склонах Куньлуня снеговая линия снижается до 5000 м, в Наньшане — до 4500—4800 м, в Восточном Тянь-Шане — до 3800—4500 м, в Монгольском Алтае — до 3000—4000 м.

Общая площадь оледенения гор Центральной Азии и Гималаев около 97 070 км^2, что примерно в 27 раз больше, чем общая площадь ледников Альп. Объем воды, заключенной в ледниках Центральной Азии и Гималаев, по приближенной оценке, 9661 км^3 (Прилож. № 3, табл. 1).

С конца прошлого столетия до середины нашего большинство ледников Центральной Азии и Гималаев отступало. С 1950 по 1970 г., по данным АФС и КС, на территории Китая из 155 наблюдавшихся ледников 86 (55%) отступало, 40 (26%) наступало и 29 (19%) осталось без изменений [Shi Uafeng. 1980]. Более подробно оледенение Центральной Азии и Гималаев рассматривается ниже по крупным орографическим системам.

Глава 1

ВОСТОЧНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ И МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ

Тянь-Шань от государственной границы Советского Союза с КНР протягивается на восток по территории Китая почти на 1250 км при ширине от 100 до 340 км. Он разделяет обширные бессточные впадины — Джунгарскую и Кашгарскую.

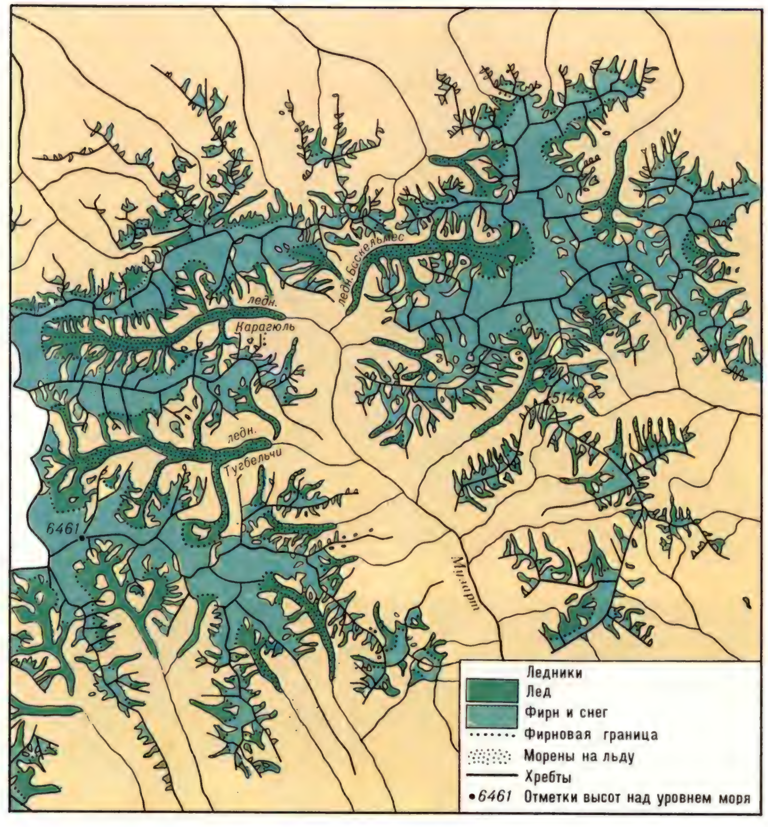
Восточный Тянь-Шань представляет собой сложную систему хребтов преимущественно широтного простирания, возникших на месте третичного и мезозойского пенепленов в результате дифференцированных поднятий одних участков и опусканий других по крупным тектоническим разломам. Выделяются две главные горные цепи — северная и южная, разделенные межгорными котловинами и широкими долинами. Высота главных хребтов в среднем 4000—5000 м, отдельные вершины поднимаются до 6500 м и более. Характерной особенностью рельефа Восточного Тянь-Шаня является чередование высоко поднятых фрагментов древних поверхностей выравнивания с участками рельефа альпийского типа. Преобладают крутые ступенчатые склоны, возвышающиеся над днищами долин нередко на 2000 — 3000 м. Северная горная цепь Восточного Тянь-Шаня протягивается от Южных отрогов Джунгарского Алатау до западных окраин Гоби. В ее состав входят хребты: Боро-Хоро, Ирен-Хабырга, Укэн, Богдо-Шань, Баркёльтаг, Карлыктаг. Гребни и вершины этих хребтов во многих местах поднимаются выше снеговой линии, и на них есть ледники. К южной горной цепи относятся хребты: Какшаал-Тоо и Меридиональный, пограничные между Советским Союзом и КНР, Халыктау, Нарат, Саармин и др. Общая протяженность южной горной цепи около 1000 км. Слагающие ее горные хребты (кроме хр. Нарат) имеют альпийский облик с острыми гребнями и пиками и глубокими долинами, верховья которых заняты крупными ледниками.

Депрессия р. Или и ее притоков рек Кунгес и Хайдык-Гол, разделяющая северную и южную горные цепи, позволяет влажным воздушным массам, идущим с запада, проникать далеко в глубь гор и питать атмосферными осадками внутренние районы Восточного Тянь-Шаня. В целом климат Восточного Тянь-Шаня определяется его внутриконтинентальным положением и большой высотой над уровнем моря. Зимой Восточный Тянь-Шань находится в сфере влияния Сибирского антициклона с устойчивой сухой и морозной погодой. Температура января на уровне снеговой границы в районе Меридионального хр. от −15 до −20°, средняя годовая — от −4 до −8°. В хр. Богдо-Ула средняя годовая температура на высоте 3800 м около −10°. Зимние осадки составляют не более 15—20% годовой суммы. Летом происходит значительное прогревание воздушных масс (средняя температура июля на уровне снеговой границы +4 −8°) и интенсивное таяние снега и льда, которое, однако, часто прерывается летними снегопадами, резко повышающими альбедо поверхности. В результате до 80% солнечной радиации отражается в атмосферу. Интенсивная радиация и сухость воздуха приводят к испарению снега и льда, что отрицательно сказывается на тепловом балансе снежно-ледниковой поверхности. Основное количество осадков, питающих ледники, приносят весенние снегопады при западных, северо-западных и северных ветрах. В теплый период года выпадает 65—80% годового количества осадков. На уровне снеговой границы и выше они почти исключительно выпадают в твердом виде. Годовые суммы осадков у подножия горных хребтов Восточного Тянь-Шаня колеблются от 150 мм на крайнем юго-востоке до 400—450 мм в межгорных котловинах истоков р. Или. По мере поднятия в горы количество осадков увеличивается и на высоте снеговой линии достигает 600—1000 мм в год.

Общая площадь оледенения Тянь-Шаня на территории Китая составляет 9196 км^2, а число ледников — 8908 [Glacier Inventory... Pt.III. 1986, 1987]. Это в несколько раз больше, чем считали прежде.

В каталоге ледников оледенение Восточного Тянь-Шаня на территории КНР рассматривается по четырем бассейнам: I — бассейн р. Тарим (восточные и юж-

Оледенение Центрального Тянь-Шаня на территории КНР. Составила Г. Б. Осипова



ные склоны хребтов Какшаал-Тоо, Меридионального, Халыктау, Нарат, Борохотан); II — бассейн р. Или (северные склоны хребтов Халыктау и Нарат, южные склоны хребтов Боро-Хоро и Ирен-Хабырга); III — Джунгарский бассейн (южные склоны хр. Джунгарский Алатау, северные склоны хребтов Боро-Хоро, Ирен-Хабырга и Укэн); IV — восточная оконечность Тянь-Шаня (хребты Богдошань, Баркультаг, Карлыктаг) (Прилож. № 3, табл. 2).

Бассейн р. Тарим является крупнейшим очагом современного оледенения Тянь-Шаня на территории Китая. Здесь насчитывается 2690 ледников общей площадью 4670,4 км^2. Здесь сосредоточены и самые крупные дендритовые ледники. Некоторые из этих ледников принимают до двух десятков притоков первого и второго порядков (Прилож. № 3, табл. 3). На ледники площадью более 30 км^2 приходится почти половина всей площади оледенения района. Языки ледников, как правило, лежат в очень глубоких крутосклонных долинах. Фирновые бассейны большинства крупных ледников относительно невелики — основное питание ледниковые языки получают за счет лавин с крутых боковых склонов долин. Ледниковые языки на большей части их протяжения засыпаны мореной, изобилуют трещинами, термокарстовыми провалами и озерами, расположенными среди очень неровной холмистой поверхности льда. Уклоны поверхности большинства ледниковых языков невелики, но в верховьях главного ствола и притоков ледники спускаются очень круто, образуя труднопроходимые ледопады с огромными трещинами и сераками. Долинные ледники имеют поверхностный сток только в верховьях. В концевых частях ледниковых языков преобладает подледный сток. Из гротов крупных ледников вытекают довольно большие потоки талых вод. Так, из грота *ледника Укур (Карагюль)* в июле 1959 г. вытекала река со среднемесячным расходом воды 26,5 м^3/с при максимальном расходе около 50 м^3/с. Примерно таковы же расходы рек, вытекающих из гротов



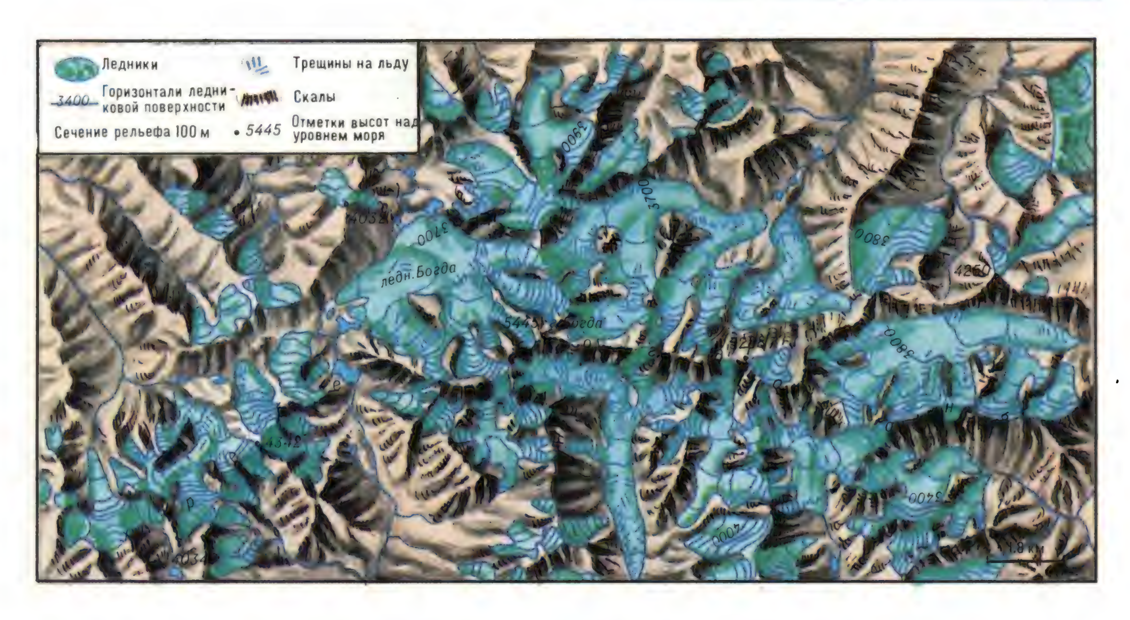


Ледник Укур (Карагюль). Восточный Тянь-Шань. Фото Л. Д. Долгушина

Ледник висячей долины. Приток ледника Музарт (Баскельмас), г. Мраморная. Фото Л. Д. Долгушина

ледников *Музарт, Тугбеличи* и *Темирсу*. Ледники этого района являются основными источниками питания левых притоков р. Тарим, большинство которых по выходе в пустынные предгорья разбираются на орошение.

Концы крупных ледниковых языков спускаются очень низко — до 2680—3200 м при высоте фирновой линии от 4200 до 4500 м и высоте гор, с которых начинаются ледники, от 5300 до 7430 м. Диапазон оледенения от 3500 до 4700 м.



Оледенение хр. Богдошань. Составила Г. Б. Осипова

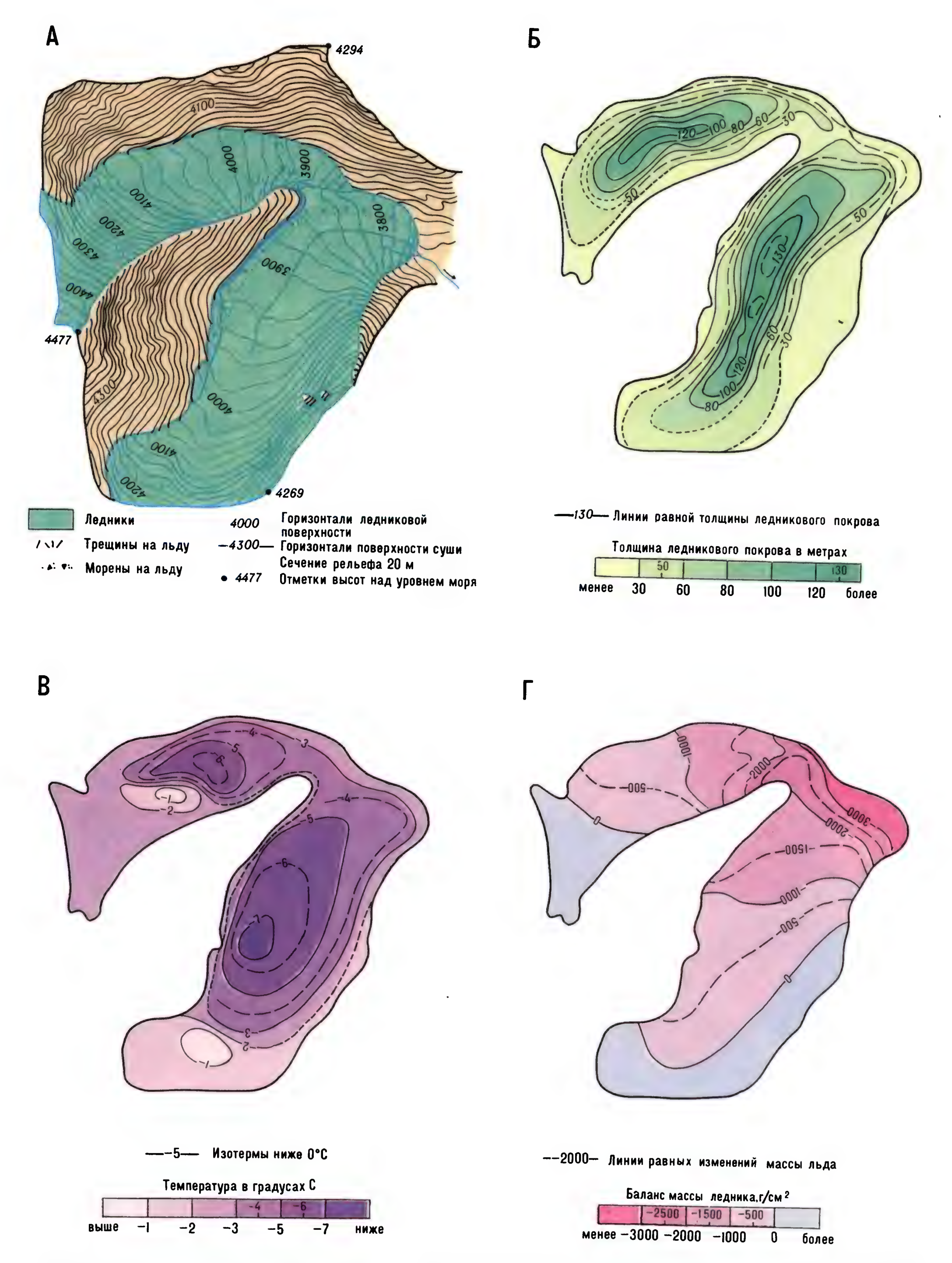
Процессы абляции на ледниковых языках протекают интенсивно только на обнаженных от морены участках, но суммарная абляция значительно снижается почти сплошным моренным покровом.

Ледники района в настоящее время отступают, а их концы деградируют. Так, за 50 лет (1909—1959 гг.) ледник Музарт отступил на 750 м, а его толщина на протяжении нижних 8 км уменьшилась на 30—35 м. Концы практически всех крупных долинных ледников оторвались от конечных морен «малого ледникового периода» на расстояния от 1 до 5—7 км. О деградации ледников свидетельствуют также высокие береговые морены, протягивающиеся вверх по течению ледников на многие километры, большая заморененность ледниковых языков и широкое развитие процессов термокарста на их поверхности.

В бассейне р. Или насчитывается 2373 ледника общей площадью 2022,7 км². Преобладают ледники размерами менее 0,5 км² каждый (их 70% от общего числа), но подавляющая часть площади оледенения (84%) приходится на ледники более крупных размеров (Прилож. № 3, табл. 4). Ледники расположены главным образом на склонах, обращенных на север, северо-запад и северо-восток (около 70% общего числа ледников и общей площади оледенения). В этом районе, как, впрочем, и во всем Восточном Тянь-Шане, самыми многочисленными являются каровые и висячие ледники, но по занимаемой площади первенство принадлежит долинным и сложным долинным ледникам (почти 80% общей площади оледенения).

В пределах **Джунгарского бассейна,** на хребтах Джунгарский Алатау, Боро-Хоро, Ирен-Хабырга и Укэн, 3101 ледник общей площадью 2091,6 км². По числу, как и всюду в Восточном Тянь-Шане, преобладают мелкие (меньше 0,5 км²) каровые и висячие ледники (около 71% от общего числа), но бо́льшая часть площади оледенения (более 75%) принадлежит долинным и сложным долинным ледникам средних размеров. Здесь, как и в бассейне р. Или, 70% всех ледников расположено на склонах северной, северо-западной и северо-восточной экспозиций.

По мере движения с запада на восток оледенение Восточного Тянь-Шаня становится менее значительным в связи с возрастанием аридности климата в том же направлении. Крайние восточные хребты Тянь-Шаня Баркультаг и Курлыктаг по характеру оледенения, типам ледников и их режиму стоят ближе к Западному Наньшаню, чем к остальным районам Восточного Тянь-Шаня. Про-



Ледник № 1 в верховьях р. Урумчи: А — рельеф поверхности. Б — толщина льда. В — температура льда на глубине 10 м. Г — баланс массы ледника за 1980/81 г. Составила Г. Б. Осипова

межуточное положение занимает оледенение хр. Богдошань и хребтов в истоках р. Урумчи. Всего на хребтах восточной оконечности Тянь-Шаня (Богдошань, Баркультаг, Карлыктаг и др.) 744 ледника общей площадью 411,4 км².

На хр. Богдошань с главной вершиной г. Богдо-Ула (5445 м) ледники занимают 101,4 км². Снеговая линия на северном склоне проходит на высоте 3820 м, на южном — 3920 м. Невысокое положение снеговой линии связано не с обилием

осадков, а с преобладанием на этих высотах отрицательных температур воздуха. Нулевая изотерма года проходит на высоте 2500—2800 м. Средняя годовая температура воздуха на уровне снеговой линии на северном склоне близка к −10°. Годовое количество осадков на этом уровне 600—670 мм. Ледники небольшие — из 113 ледников хр. Богдошань 88 меньше 1 км² каждый. По числу преобладают висячие и каровые ледники, но основную площадь оледенения составляют карово-долинные и простые долинные ледники. Процессы льдообразования идут по инфильтрационно-конжеляционному и инфильтрационному типам. Превращение снега в лед занимает 4—5 лет. Ледники холодные. На глубине затухания сезонных колебаний температура в толще льда составляет — 3,4°. У ложа возможно таяние льда под давлением. Талый ледниковый сток является важным источником питания рек, берущих начало с хр. Богдошань (около 37,6% общего стока). В течение последних 50 лет ледники медленно отступают, но есть и стационарные [*Wang Vinsheng, Qui Yagi.* 1983].

В средней части Восточного Тянь-Шаня, на северном склоне хр. Санджи Муз-тау (высшая точка — пик Таянгер-2, 4486 м), в бассейне р. Урумчи, расположен небольшой очаг оледенения, представленный мелкими висячими, каровыми и карово-долинными ледниками общей площадью 46 км². Ледники бассейна р. Урумчи, несмотря на небольшие размеры, имеют существенное значение в формировании стока этой реки, являющейся главным источником водоснабжения города Урумчи, административного центра Синьцзян-Уйгурского автономного района КНР. В связи с этим, а также с легкой доступностью ледников в истоках р. Урумчи на них в 1959 г. были начаты стационарные исследования, которые после нескольких лет перерыва были продолжены и расширены в 70-е и 80-е годы. Основной объект наблюдений — *Ледник № 1* в истоках р. Урумчи на северном склоне пика Таянгер-2. Этот ледник состоит из двух слившихся концами карово-долинных ледников. Максимальная длина ледника 2,3 км, площадь 1,84 км², высота снеговой линии 4050 м, высота конца 3736 м над ур. м. Наибольшая толщина льда близ фирновой линии около 140 м. К концу ледника толщина льда уменьшается до 40—70 м. Уклон поверхности ледника больше уклона ложа.

По данным метеостанции, расположенной на высоте 3588 м, за период с 1961 по 1980 г. средняя годовая температура воздуха равнялась −5,3°, средняя температура января −15,9°, июля +4,7°. Годовое количество осадков 430—470 мм. Из них 60% выпадает в теплое время года, выше снеговой линии преимущественно в виде снега.

Приходо-расходный баланс массы ледника сильно изменяется от года к году — от +37,4 до −70,8 г/см². За 24 года наблюдений 14 лет баланс массы был отрицательным и 10 лет положительным. Средний баланс массы за период наблюдений с 1967 по 1978 г. составил −8,1 г/см² в год. Балансовые наблюдения согласуются с данными по колебаниям конца ледника. С 1962 по 1980 г. конец Ледника № 1 отступил на 105 м, а его площадь уменьшилась на 0,11 км². Поверхность ледника в области абляции понизилась на 10—25 м, в области аккумуляции — на 5—10 м. В 80-е годы по сравнению с 60-ми годами скорость отступания конца ледника уменьшилась примерно вдвое.

По температурному состоянию это холодный ледник континентального типа. На высоте 4484 м на глубине 8 м температура льда равнялась −8,8°, на глубине 10—15 м, непосредственно ниже фирновой линии, −7°. Зоны льдообразования сверху вниз: холодная фирновая и фирново-ледяная. Близ фирновой линии образуется узкая полоса наложенного льда за счет подтекания талой воды из фирновой области. Зона абляции составляет около 60% общей площади ледника.

Скорости движения льда небольшие (максимум 10 м/год). В правой ветви ледника был прорыт тоннель длиной 90 м, в котором проводятся наблюдения за деформацией льда. Скорость деформации максимальная у ложа. Более одной трети общей скорости движения ледника составляет скольжение его по ложу.

Ледник № 1 является типичным представителем ледников средней части Вос-

точного Тянь-Шаня, и полученные на нем режимные характеристики могут быть распространены на другие однотипные ледники этой горной системы. В частности, на ледники хребтов Ирен-Хабырга, Боро-Хоро, Нарат и др. со сходными орографическими и климатическими условиями.

[*Shi Yafeng*. 1980; *Zhang Xiangsong*. 1984a; *Glacier Inventory of China*. 1986, 1987]

Монгольский Алтай — обширная горная система на территории Монголии и частично Китая. Он протягивается с северо-запада на юго-восток, от горного массива Таван-Богдо-Ула, расположенного на стыке государственных границ СССР, МНР и КНР, до знойных пустынь Гоби почти на 1200 км.

Климат Монгольского Алтая резко континентальный. Зимой над ним располагается центр мощного антициклона, что обусловливает сухую морозную малоснежную погоду. Летом в результате сильного прогревания воздуха устанавливается пониженное давление, осадков также мало, и только на севере Монголии по восточноазиатской ветви полярного фронта проходят периодические циклоны, дающие более обильные осадки. Поэтому ледники в Монгольском Алтае встречаются лишь высоко в горах в особо благоприятных условиях накопления снега. За малым исключением, размеры их невелики.

Бóльшая часть ледников расположена в северо-западной части Монгольского Алтая, где поднимается высокогорный массив Таван-Богдо-Ула. С высшей точки этого массива (4356 м) на юго-восток спускается *ледник Потанина* площадью 56,5 км^2, а на запад — *ледник Пржевальского* длиной 10,8 км, площадью 30,1 км^2. Первый из них расположен на территории Монголии и служит истоком р. Цаган-Гол, левого притока р. Кобдо, а второй — на территории Китая, в бассейне р. Канас. Высота фирновой линии на леднике Потанина 3630 м, на леднике Пржевальского 3100 м. Концы ледников спускаются до 2900 и 2410 м соответственно. Всего на китайской и монгольской сторонах массива Таван-Богдо-Ула общая площадь оледенения более 150 км^2.

По каталогу ледников, в Монгольском Алтае на территории КНР насчитывается 416 ледников общей площадью 293,2 км^2, общим объемом около 16,5 км^3. Подавляющее большинство этих ледников (97% по количеству и 99% по площади) находится в бассейне р. Иртыш, остальные дают сток в бессточные озера Джунгарии (Прилож. № 3, табл. 5). Площади большинства ледников меньше 1 км^2, преобладают по занимаемой площади каровые, карово-долинные и долинные ледники. Большинство ледников Монгольского Алтая на территории Китая в настоящее время отступает.

На территории Монголии в Монгольском Алтае 185 очагов современных ледников и многолетних снежников общей площадью около 540 км^2. Высота фирновой линии от 3000 до 4000 м, высота концов ледников от 2600 до 3800 м (Прилож. № 3, табл.6).

Общая площадь оледенения Монгольского Алтая на территории КНР и МНР около 833,2 км^2, что примерно в 5 раз больше, чем предполагали раньше [Glacier Inventori ... Pt.II. 1982].

Глава 2

НАНЬШАНЬ*

Наньшань — горная система в Центральной Азии на территории Китая, состоящая из ряда высоких субпараллельных хребтов и разделяющих их межгорных впадин западно-северо-западного простирания. Протяженность горной системы около 800 км при ширине от 200 до 400 км. С севера и северо-востока Наньшань ограничен Коридором Хэси, по которому проходит железная дорога от Ланьчжоу на Урумчи, а на юго-западе и западе — бессточной Цайдамской впадиной, которая на значительном протяжении является соляной пустыней. Горные хребты поднимаются до 4500—6300 м, а высоты разделяющих их впадин колеблются от 2300 до 4100 м. В центре Наньшаня лежит высокогорное

* Наньшань — в публикациях прежних лет — Циляньшань. Ныне хр. Циляньшань (Рихтгофена) лишь часть горной системы Наньшаня.



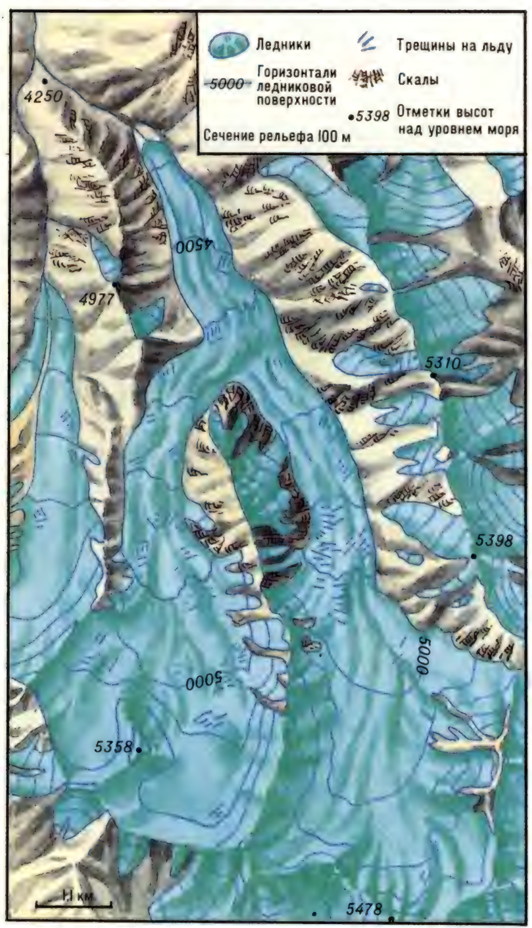
Конец ледникового языка и конечная морена ледника Лаохугоу.

оз. Хара-Нур, а в юго-восточной части — крупнейшее горное озеро Центральной Азии — Кукунор (Цинхай).

Гидрографическая сеть Наньшаня имеет радиально-решетчатый рисунок: крупные реки, начинаясь в наиболее высокой центральной части горной системы, сначала текут по широким (более 20 км) и длинным межгорным долинам, заполненным мощными гравийно-галечными отложениями, а затем резко поворачивают и режут хребты вкрест простирания, образуя глубокие, нередко неприступные эрозионные ущелья. Реки, текущие на север и северо-запад, почти полностью разбираются на орошение в оазисах Коридора Хэси. Реки восточной части Наньшаня (Датунхэ и ее притоки) принадлежат бассейну р. Хуанхэ, реки юго-западного и западного склонов стекают в оз. Кукунор и в бессточные озера и солончаки Цайдама.

Климат Наньшаня резко континентальный, но по сравнению с окружающими пустынями более влажный, особенно в восточной части, где уже сказывается влияние тихоокеанского муссона. В северо-западной и центральной частях преобладает перенос влаги с северо-запада. Количество атмосферных осадков увеличивается по мере движения с запада на восток и от подножия гор к их вершинам. На предгорных равнинах северо-запада и Цайдама годовое количество осадков не превышает 50 мм, в Коридоре Хэси оно равно 100—150 мм, в межгорных долинах Наньшаня на западном участке — 150—300 мм, а на восточном — 300—500 мм. В нивальном поясе гор (выше 4000 м) количество годовых осадков увеличивается от 200—400 мм на западе до 400—700 мм на востоке. Причем большинство осадков выпадает в твердом виде, что при господстве на этих высотах отрицательных температур бóльшую часть года, обусловливает существование современных ледников.

Ледники в горах Наньшаня широко распространены, но их размеры сравнительно невелики, они не образуют крупных скоплений и тяготеют к пригребневым частям хребтов, располагаясь нередко далеко друг от друга. Интенсивное исследование ледников Наньшаня было начато в 1958 г. в связи с проблемой нехватки воды для орошения в предгорных



Крупнейший долинный ледник Наньшаня — Лаохугоу. Составила Г. Б. Осипова

оазисах Коридора Хэси [*Долгушин*. 1959, 1963б]. В 1982 г. опубликован полный Каталог ледников Наньшаня, составленный Ланьчжоуским институтом гляциологии и криопедологии Академии наук Китая, основанный на наземных исследованиях и материалах дешифрирования аэрофотоснимков и снимков из космоса с ИСЗ системы «Ландсат» [Glacier Inventory... Pt. I. 1982].

По данным Каталога, в Наньшане насчитывается 2859 ледников общей площадью 1972,5 км^2, а объем льда, заключенного в них, равен 95,4 км^3 (Прилож. № 3, табл. 7, 8).

Большинство ледников Наньшаня имеет небольшие размеры: 84,5% всех ледников мельче 1 км^2, занимают они около 35% общей площади оледенения. На ледники средних размеров (от 1 до 5 км^2) приходится 14% от общего числа и 40% общей площади оледенения. Крупные ледники (более 5 км^2) составляют всего 1,5% от общего числа, и ими занято 25% общей площади оледенения. 17 ледников имеют площади более 10 км^2, все они расположены на северных склонах хребтов Сулэнаньшань (Зюсса), Тургеньдабан и Дасюэшань (Емашань).

Среди долинных ледников крупнейшим является *Лаохугоу* (дл. 10,1 км, пл. 21,9 км^2), расположенный на северном склоне хр. Дасюэшань в северо-западной части Наньшаня. Он состоит из двух ветвей, разделенных скалистым гребнем в верховьях и сливающихся в один язык, который спускается до высоты 4740 м.

Самый большой по площади ледник Наньшаня расположен в восточной части хр. Тургеньдабан. Это ледник плоской вершины *Данде* (пл. 57,1 км^2). Он состоит из 5 областей аккумуляции высотой от 5000 до 5400 м, с которых спускаются сравнительно небольшие ледниковые языки. Из них 4 имеют длину более 2 км и спускаются по северному склону до высоты 4580 м над ур. м. Остальные 17 более короткие и текут главным образом на запад и юг. У конца большинства ледников имеются приледниковые озера, самое большое имеет площадь 0,15 км^2. Снеговая линия проходит на северном склоне на высоте 5020 м, на восточном — на 5050 м, на южном — на 5140 м. Средняя высота ледника 5150 м.

В размещении ледников по территории Наньшаня наблюдается определенная закономерность: оледенение более значительно в его западной и центральной частях, чем в восточной, несмотря на то что климат восточной части Наньшаня более влажный. Это объясняется бóльшими абсолютными высотами хребтов центральной и западной частей горной системы. С другой стороны, в соответствии с ростом аридности климата в западном и юго-западном направлении в том же направлении происходит повышение уровня снеговой границы и концов ледников. Так, на хр. Лэнлунлин в восточной части Наньшаня высота снеговой линии колеблется от 4300 до 4660 м, концы ледников спускаются до 4000 м. В западной части горной системы на большинстве хребтов снеговая линия лежит в пределах 4800—5100 м, а концы ледников не спускаются ниже 4500 м.

Ледниковый комплекс Данде — крупнейший в Наньшане. Составила Г. Б. Осипова



Наряду с этой закономерностью, отражающей различия в условиях увлажнения, наблюдаются значительные колебания высоты снеговой границы и концов ледников в зависимости от экспозиции склонов и местных орографических условий. На северных склонах снеговая линия обычно проходит на 200—300 м ниже, чем на южных. На значительном протяжении ряда хребтов (Толайшань, Толайнаньшань и др.) северные склоны несут довольно значительное оледенение, тогда как на южных склонах нет ни одного ледника. В целом по Наньшаню около 80% всей площади оледенения расположено на склонах, обращенных на север, северо-восток и северо-запад, тогда как на все другие экспозиции остается только 20% общей площади оледенения. Преобладание ледников на склонах с северной составляющей объясняется не только различиями в величине солнечной инсоляции на северных и южных склонах, но и орографическими условиями: северные склоны имеют бо́льшую ширину и относительную высоту и сильнее расчленены по сравнению с южными.

В Наньшане распространены ледники тех же морфологических типов, что и в других горных районах умеренного пояса (Прилож. № 3, табл. 9). Особенностью долинных и карово-долинных ледников являются крутосклонные фирновые бассейны с множеством трещин и ледопадов и сравнительно пологие ледниковые языки, занимающие верховья долин, прорезающих склоны хребтов. Ни один ледник не доходит до днищ межгорных депрессий. Поверхность ледниковых языков обычно малотрещиновата, но, как правило, отличается значительным абляционным расчленением. Ледниковые языки часто оканчиваются крутыми выпуклыми лбами высотой до 40—60 м. Концы некоторых ледников закрыты тонким плащом морены. Часть ледниковых языков обрамлена мощными конечно-моренными грядами с ядрами мертвого льда. У многих ледни-



Язык ледника Уландау, надвинутый на глыбу мертвого льда (хр. Толай-Наньшань). Фото Л. Д. Долгушина

ков хорошо развиты боковые и береговые морены. Наряду с этим широко распространены ледники, поверхность которых почти полностью свободна от морены и которые при отступании не оставляют иных отложений, кроме флювиогляциальных. Тепловое излучение склонов долин и потоки талых вод по краевым ложбинам приводят к интенсивному разрушению ледниковых языков с боков и к образованию вертикальных ледяных обрывов по их краям. На этих обрывах хорошо видно слоистое строение льда и формы ледовой тектоники, формирующиеся в процессе его движения.

Ледники Наньшаня характеризуются низкотемпературным режимом. Средние годовые температуры воздуха на высоте 4000 м составляют −4 — 8°. В соответствии с этим находится и температурный режим верхних горизонтов фирново-ледниковой толщи. Так, на *леднике Первого Июля,* на высоте 4580 м, температура льда на глубине 9 м равнялась −7,8°, а на леднике Лаохугоу (хр. Дасюэшань) на высоте 4440 м на глубине 5 м составляла −10,1°. Низкие отрицательные температуры в середине теплого сезона наблюдались уже с глубины 1—2м. Так, на *леднике Янглонг-Хэ* на высоте 4650 м 29 июня 1977 г. наблюдалось следующее распределение температуры льда в верхней части ледниковой толщи: на глубине 2 м −6°, на глубине 6 м −10,5° и на глубине 16,5 м −8°. Можно предположить, что отрицательные температуры в толще льда сохранятся до ложа ледника [*Shi Yafeng*. 1980; *Huan Maohuan, Wang Zhongxiang*. 1982].

Таким образом, ледники Наньшаня относятся к числу наиболее холодных ледников умеренного пояса и по температурному состоянию близки к ледникам хр. Сунтар-Хаята, расположенного близ полюса холода северного полушария. Низкотемпературное состояние ледников Наньшаня является следствием резко континентального климата. Зимой, при очень холодной антициклональной погоде, осадков выпадает мало, и ледники сильно выхолаживаются. Основная масса осадков приходится на лето, и выше 4000 м они выпадают почти исключительно в твердом виде. Наблюдаются почти ежесуточные понижения температуры воздуха ниже 0°, и прогревание ледников идет очень медленно. Низкие отрицательные температуры льда обусловливают преобладание поверхностного стока талых вод в области абляции ледников.



Оледенение хребта Дасюэшань. Ледник Лаохугоу.

Преобладающими типами льдообразования по наблюдениям на леднике Лаохугоу является ледяной (на высотах 4850—5100 м) и холодный фирновый (выше 5100 м). Близ фирновой границы (4800—4850 м) находится полоса фирново-ледяного льдообразования. В целом процесс превращения снега в лед протекает быстро. Таяние, обусловленное примерно на 80—90% солнечной радиацией, в дневные часы охватывает не только область абляции, но и область аккумуляции. Но стока талых вод из фирновых областей ледников почти не происходит, так как талые воды, просачиваясь до близкого от поверхности уровня постоянно отрицательных температур, вновь замерзают. Формируется слоистая толща, состоящая из прослоек фирна и инфильтрационного льда. В течение нескольких лет лед почти полностью замещает фирновые прослойки. Вследствие этого большинство ледников Наньшаня сложены льдом почти с самой поверхности не только в области абляции, но и в области аккумуляции. Исключение составляют лишь самые верхние части фирновых областей крупных ледников, где слой фирна может достигать нескольких метров.

Наблюдения за колебаниями ледников Наньшаня отрывочны. Ряд признаков свидетельствует об отступании концов многих ледников с конца прошлого столетия (высокое положение боковых морен, сильное эрозионно-абляционное расчленение ледниковых языков, отрыв концов ледников от конечных морен и др.). За 20 лет (с 1956 по 1976 г.) 8 ледников в восточной части Наньшаня отступали со скоростью 12,5—22,5 м/год. Из 18 ледников в средней и северо-западной части Наньшаня 14 ледников отступали со скоростью от 1 до 7 м/год, 4 ледника были стабильны. Самый большой долинный ледник Наньшаня — ледник Лаохугоу — с мая 1962 по август 1976 г. отступил на 72 м. Из 9 ледников в юго-западной части Наньшаня в 1966—1976 гг. 6 ледников наступали и 3 отступали.

На 4 ледниках Наньшаня проводились

наблюдения за балансом массы. С 1974 по 1977 г. баланс массы всех этих ледников был положительным. Так, на *леднике Первого Июля* за 3 года перевес прихода над расходом составил 76,8 г/см^2. Предполагается, что положительный баланс ледников Наньшаня связан с понижением средних температур воздуха в рассматриваемый период на 0,8—1,3° по сравнению с предыдущим десятилетием.

В целом в Наньшане продолжает отступать более половины всех ледников, около 30% наступает и 17% стационарны.

Слой стока с ледников Наньшаня колеблется от 570 до 800 мм в год. Гидрологическое значение ледников различно в разных частях горной системы. На юго-востоке доля талых ледниковых вод составляет 5—7% в общем стоке рек, в центральной и северо-западной частях — 25—30%, а на юго-западе — до 60—70%. Таким образом, чем аридцее климат и больше нужда в воде, тем больше роль ледникового питания в стоке рек. Отсюда понятен и тот большой интерес, который проявляется в КНР к ледникам Наньшаня и других аридных областей как к важному источнику водоснабжения засушливых территорий северо-запада Китая.

[*Долгушин*, 1959, 1963; *Shi Yafeng*, 1980; Glacier Inventory... Pt. I. 1982].

Глава 3

КАШГАРСКИЙ ХРЕБЕТ И ТИБЕТСКОЕ НАГОРЬЕ

Кашгарский хр. опоясывает Памирское нагорье с северо-востока, отделяя его от пустынной Кашгарии. Долиной р. Гездары хребет разделен на северную и южную части. Участок хребта к северу от Гездары поднимается до 6000—6500 м (высшая точка г. Чахрахиль, 6727 м). Его широкий гребень покрыт фирном и льдом. С фирново-ледяной шапки по крутым долинам спускаются многочисленные ледниковые языки. Южный участок хребта еще более высокий: расположенный в его центре массив Конгур (7719 м) поднимается гигантской каменной стеной над восточными предгорьями. С него также стекает много ледников. Перевалом Караташ (4980 м) Конгур отделен от расположенного к западу от него крутосклонного массива Музтагата (7546 м), покрытого мощной шапкой снега и льда со спускающимися от нее ледниковыми языками.

На Конгуре несколько десятков ледников, самые крупные из них более 15 км в длину. *Ледник Северный Коксель* — типичный ледник туркестанского типа — начинается с гигантской северной стены пика Конгур и оканчивается на высоте 2850 м. Длина ледника 17 км, фирновая линия проходит на высоте 4500 м. Язык ледника обрамлен высокими (30—50 м) и широкими боковыми моренами.

От ледяной шапки Музтагата круто спускается 16 ледников. Самый большой из них, *ледник Коксель* длиной 23 км, оканчивается на высоте около 4000 м. Соседний *ледник, Янбулат* (длина 20 км), оканчивается на высоте 4100 м, а *ледник Чалтумек* — на 4300 м. Как и на Конгуре, здесь преобладают ледники туркестанского типа, питающиеся в основном лавинами. На северо-восточных склонах распространены котловинные ледники, концы которых спускаются на многие сотни метров ниже, чем на юго-западных склонах. Это связано как с орографическими условиями, так и с условиями питания осадками, которые поступают не только с запада, но и с севера и северо-востока. Снеговая линия на северо-восточных склонах также ниже, чем на западных и юго-западных. На Конгуре — соответственно 4400—4600 и 5200—5400 м, на Музтагате — 5000—5100 и 5200—5400 м. На отрогах Кашгарского хр. в связи с меньшими абсолютными высотами встречаются лишь небольшие ледники, преимущественно каровые и висячие.

Общая площадь современного оледенения Кашгарского хребта составляет 2258 км^2 [*Shi Yafeng*. 1980].

Тибетское нагорье — самое высокое и обширное нагорье Земли площадью более 2 млн км^2. Средняя высота цоколя Тибетского нагорья более 4500 м, а высота многочисленных горных хребтов, поднимающихся над этим цоколем, 6000—7000 м, а местами и больше. Простирание горных хребтов преимуще-

ственно широтное. Тибетское нагорье сложено горными породами различного состава и геологического возраста (от нижнего палеозоя до кайнозоя). Это — кварциты, гнейсы, песчаники, известняки, глинистые сланцы, граниты. Гигантская система хребтов Куньлуня на севере Тибетского нагорья была создана в эпоху герцинской складчатости, горные сооружения южной и юго-западной частей нагорья моложе — они обязаны своим происхождением горообразовательным процессам эпохи альпийской складчатости. Горообразовательные процессы не прекратились и в наше время, о чем свидетельствует высокая сейсмичность территории и признаки молодого вулканизма.

Тибетское нагорье является главным водоразделом между реками Тихоокеанского и Индийского бассейнов с одной стороны и реками, несущими свои воды в бессточные бассейны Центральной Азии, — с другой. Внутренний Тибет — это самостоятельный огромный, высоко поднятый бессточный бассейн, разделенный горными хребтами на ряд бассейнов второго порядка с рассеянными по ним многочисленными озерами и пересыхающими руслами временных водотоков.

Тибетское нагорье относится к высокогорной климатической области субтропической зоны северного полушария [*Алисов*. 1950]. Северный и Центральный (Внутренний) Тибет отличаются суровым, резко континентальным климатом с морозной малоснежной зимой. Но временами бывают и жестокие метели. Лето холодное и очень сухое. Средние температуры июля ниже +8°, января ниже −15—17°. Абсолютные минимумы достигают −40°. Суточные перепады температур доходят до десятков градусов. Осадков выпадает от 100 до 250 мм в год. Основная их масса приносится северо-западными и северными циклонами в холодное время года. В ландшафте господствуют высокогорные пустыни и полупустыни.

Климат восточной и особенно юго-восточной части Тибетского нагорья менее суровый и более влажный. Зима здесь мягче, чем на севере и западе нагорья, но снега также выпадает мало. Преобладают осадки теплого времени года за счет влаги, которую приносят индийский и тихоокеанский летние муссоны. Количество осадков в несколько раз больше, чем на Западном и Северном Тибете, и на крайнем юго-востоке достигает 1500—3000 мм в год. Средние температуры июля +10—16°, января от −10 до −15°. В долинах растут леса. На Восточном Тибете берут начало самые большие реки Китая и Индокитая — Хуанхэ, Янцзы, Меконг, Дза-Чу, Салуин (Наг-Чу) и многие притоки их верхнего течения.

Снеговая линия на Тибетском нагорье лежит очень высоко. Уровень ее повышается с 5200—5400 м на северных и восточных склонах Куньлуня до 6000—6200 м на западе Внутреннего Тибета. И только на востоке и юго-востоке нагорья уровень снеговой линии снижается до 4400—5000 м под влиянием тихоокеанского и индийского муссонов. Соответственно и оледенение здесь более мощное, чем на западе и северо-западе. На высоту снеговой линии на отдельных хребтах большое влияние оказывает экспозиция склонов: на солнечной стороне она выше, чем на теневой.

В соответствии с аридностью климата и огромной высотой снеговой линии, на Тибетском нагорье ледники распространены лишь на самых высоких горных хребтах и вершинах. Они не образуют обширных сплошных массивов, будучи рассеяны по огромной территории сравнительно небольшими группами, и не достигают больших размеров. В целом для такой огромной высокогорной страны оледенение невелико. В последнее время впервые получены сведения о размерах современного оледенения в крупнейших горных системах и хребтах Тибетского нагорья, основанные на материалах дешифрирования аэроснимков и снимков из космоса [*Shi Yafeng*. 1980]. По этим данным, общая площадь оледенения Тибетского нагорья составляет 28 100 км^2.

Изучены тибетские ледники очень слабо. На очень немногих из них удалось побывать исследователям. Некоторые сведения об оледенении отдельных хребтов Тибетского нагорья приводятся ниже.

Куньлунь — самая длинная горная цепь Азии, состоящая из целой системы горных хребтов, простирающихся от Па-

мира на западе до Сино-Тибетских гор на востоке. Протяженность горных хребтов, опоясывающих Тибет с севера и северо-востока, около 3000 км при ширине от 100—150 км на западе до 800 км на востоке. Высота горных хребтов колеблется от 6000 до 7700 м над ур. м. Поднимаясь почти пятикилометровой стеной над Кашгарской впадиной, Куньлунь служит преградой для воздушных масс, приходящих с северо-запада и с севера, перехватывая остатки содержащейся в них влаги. Поэтому, несмотря на положение между пустынной Кашгарией и суровым Внутренним Тибетом, количество осадков в Куньлуне на уровне снеговой линии (5200—5400 м и выше) достаточно для существования довольно значительного оледенения. Восточный Куньлунь находится уже в зоне влияния летнего восточноазиатского муссона, количество осадков здесь больше, и соответственно снеговая линия лежит ниже (4800—5100 м), но здесь ниже и горы, поэтому оледенение менее значительно, чем на западе и в центральной части Куньлуня.

Общая площадь оледенения Куньлуня 11 640 км^2, общее число ледников еще не подсчитано. Более полные сведения есть лишь для западной части Куньлуня, где к западу от 80°30′ в.д. зарегистрировано 3180 ледников общей площадью 4331 км^2. Все они относятся к бассейну р. Тарим. Размеры ледников невелики, они коротки и круты. По числу преобладают висячие ледники (76%), которые занимают 33% общей площади. Долинные ледники, составляющие 20% общего числа, занимают 60% общей площади. 4% числа и 6% площади приходится на каровые ледники. Большинство ледников расположено на северных склонах, и там они крупнее. В этом районе расположен самый большой ледник Куньлуня — *ледник Ялунг*. Его длина около 30 км, площадь 131 км^2, оканчивается он на высоте 5150 м над ур. м. (Прилож. № 3, табл. 10).

В центральной части Куньлуня шире распространены ледники горных вершин, которые на отдельных массивах достигают больших размеров. Так, например, высочайший в Куньлуне **массив Улугмузтаг** (7723 м) покрыт снегом и льдом на площади около 500 км^2. Концы ледниковых языков спускаются до 4950 м на южном склоне и до 5150 м на северном. Снеговая линия лежит соответственно на 5250 и 5500 м. **Массив Чонг-Корлыктаг (Шапка Мономаха)** (7720 м) на хр. Аркатаг (Пржевальского) также покрыт фирном и льдом с ледниковыми языками, спускающимися к подножию вершины до 5000—5200 м. С вулканической вершины **горы Короля Оскара** (6500 м) ледники спускаются до 5200—5300 м. Снеговая линия проходит в среднем на высоте 5350 м. На всех названных массивах есть долинные ледники, но преобладают ледниковые шапки, висячие и каровые ледники.

Ледники есть также в **горах Амнэ-Мачин** (6100 м), в **горах Баян-Хара** (5500—6000 м) и на многочисленных высоких горных вершинах, рассеянных по всей огромной территории Куньлуня.

Внутренний Тибет расположен к югу от Куньлуня. Он представляет собой волнистое плато с рассеянными по нему многочисленными озерами. Высота плато 4500—5000 м, отдельные хребты и вершины поднимаются над его поверхностью до 6000—7000 м над ур. м., но ледники есть только на некоторых из них, так как климат Внутреннего Тибета отличается исключительной континентальностью и сухостью. Снеговая линия лежит здесь на высоте 6000—6200 м, а местами до 6400 м — это самый высокий уровень снеговой линии на Земле. Поэтому, несмотря на огромную площадь и большую высоту гор, оледенение Внутреннего Тибета небольшое и составляет, по подсчетам китайских исследователей, 3190 км^2. Преобладают ледники горных вершин, висячие и каровые ледники небольших размеров.

С юго-запада, юга, юго-востока и востока Внутренний Тибет опоясан высокими горными хребтами: Гандисышанем, Ньэнчен-Тангла, Хенгдуаньшанем, Тангла. Их высоты до 7000—7350 м. Эти хребты получают более обильные осадки, снеговая линия на них лежит не столь высоко, как во Внутреннем Тибете.

На хр. Гандисышань, расположенном в западной части горной системы, климат сухой, и здесь снеговая линия проходит очень высоко (5800—6000 м). Лед-



Цюеэршаньский ледник.
Юго-восток Тибетского нагорья. КНР

ники лежат главным образом на северной стороне гор, преобладают висячие и каровые ледники.

На хр. Тангла, в истоках рек Янцзы и Меконга, климат менее континентальный, чем во Внутреннем Тибете, осадков выпадает больше, так как сюда доходит восточноазиатский летний муссон, приносящий влагу с Тихого океана.

Ледники Куньлуня, Внутреннего Тибета, хребтов Тангла и Гандисышань по особенностям льдообразования, интенсивности аккумуляции-абляции и скоростям движения льда в ледниках относятся к холодным ледникам континентального типа. Их режим характеризуется следующими показателями: аккумуляция в области питания 30—100 г/см^2 в год; годовая температура воздуха на уровне границы питания от −6 до −15°; температура льда в основании активного слоя −4—8°; преобладающий тип льдообразования фирново-ледяной; интенсивность абляции невысокая — в год стаивает слой льда толщиной от 0,6 до 1,0 м. Даже на концах ледниковых языков таяние льда редко превышает 3—3,5 м в год. Основное тепло, идущее на таяние ледников, дает солнечная радиация (от 75 до 90%). Значительная часть радиационного тепла расходуется на испарение. Резко преобладает поверхностный сток талых вод. Скорости движения льда небольшие — до 20 м/год у мелких ледников и от 40 до 100 м/год у ледников средних и крупных размеров. Соответственно и эрозионная деятельность этих ледников незначительна.

Хр. Ньэнчен-Тангла протягивается на юго-востоке Тибетского нагорья, куда проникают тихоокеанский и индийский летние муссоны, приносящие обильные осадки. Снеговая линия спускается здесь до самых малых высот в пределах Тибетского нагорья. На хр. Ньэнчен-Тангла наряду с обычными для Тибета морфологическими типами ледников много ледников долинного типа с низко спускающимися ледниковыми языками, которые местами вторгаются в зону субтропических лесов. Более десятка ледников превышают в длину 10 км. Самый большой из них, *ледник Качин,* имеет длину 35 км и площадь 172 км^2. Его конец спускается до 2530 м над ур. м. Запасы воды в ледниках хр. Ньэнчен-Тангла около 540 км^3. Полный учет ледников проведен лишь в западной части хребта (к западу от меридиана города Лхаса), где насчитывается 2752 ледника общей площадью 4880 км^2. Из них по числу преобладают висячие ледники (69%), но занимают они всего 14% общей площади. Каровые ледники составляют 29% от общего числа и 32,5% общей площади. Долинные ледники, хотя их немного (12% от общего числа), занимают 53,5% общей площади оледенения.

С востока Тибетское нагорье окаймляет группа горных хребтов междуречий Меконга, Янцзы и Ялунцзяна — **Хенгдуаньшань.** Горы здесь глубоко расчленены, климат муссонный, влажный. Снеговая линия проходит на высотах от 4600 до 5500 м. Концы ледников спускаются до 3000 м и ниже. Крупным очагом оледенения является горный **массив Гунгашань** (7590 м), на главной вершине которого зарождается шесть долинных ледников общей площадью около 90 км^2. Самый большой *ледник — Хайлоко —* расположен на восточной, более влаж-

ной стороне массива. Его длина около 16 км, ширина от 500 до 1000 м. На запад стекают *ледники Большой* и *Малый Гомба*. Первый из них спускается двумя крутыми ледопадами с 6300 до 4100 м. Хорошо развиты боковые и конечные морены.

Ледники хребтов Ньэнчен-Тангла и Хенгдуаньшань в отличие от ледников всех других районов Тибетского нагорья относятся к теплым ледникам морского типа. Примером может служить *ледник Аза* на хр. Ньэнчен-Тангла. На этом леднике близ фирновой линии выпадает около 2500 мм осадков, средняя годовая температура воздуха на этом уровне −4° (на ряде ледников температура на уровне фирновой линии еще выше). Превращение снега в лед происходит по типу теплой инфильтрации, температура фирна и льда в основании активного слоя ледника находится в точке плавления льда под давлением и сохраняется такой до ложа ледника. Таяние льда в области абляции происходит очень активно. На конце ледника стаивает слой чистого льда толщиной от 10 до 18 м в год. Талые воды по трещинам и ледниковым колодцам проникают к ложу ледника и стекают по подледниковым и внутриледниковым каналам. Скорости движения льда большие: 400—440 м/год в верхней части ледникового языка и 250—280 м/год в средней. Преобладает глыбово-блоковое движение льда. В связи с этим значительна эрозионная деятельность этого и других однотипных ледников. При отступании концов ледников в выпаханных ими углублениях и за оставленными конечными моренами часто образуются озера.

Сопоставляя аэроснимки и карты 1968 г. с космическими снимками «Ландсат» 1976 г., китайские исследователи пришли к заключению, что за разделяющие эти даты 8 лет большинство крупных ледников Куньлуня отступало со средними скоростями от 12 до 140 м/год. Но некоторые ледники наступали: *ледник Куньлунь* продвинулся на 370 м, *ледник Хуншуйхоу* — на 140 м, а продвижение *ледника Ялунг* составило 1900 м. Среди небольших и средних ледников наступающих было больше, чем отступающих. Из 31 ледника 14 наступили на 90—420 м, 11 ледников отступили на 100—250 м и 7 ледников остались без изменения. Ледник Аза в восточной части хр. Ньэнчен-Тангла с 1973 по 1977 г. отступил на 190 м, а за один год (с 1977 по 1978) продвинулся почти на 200 м [*Li Chichun, Cheng Penhsing*. 1980; *Shi Yafeng*. 1980].

Глава 4

КАРАКОРУМ, ГИНДУКУШ И ХИНДУРАДЖ

Каракорум — вторая по высоте после Гималаев горная система Азии. Средняя высота Каракорума около 6000 м, а многие вершины поднимаются выше 7000 м и даже 8000 м (гг. Чогори (К-2) — 8611 м, Хидден, или Гашербрум-1, — 8068 м). Каракорум расположен к юго-востоку от Памира, между Куньлунем и Гималаями в координатах 33°45′ и 37° с.ш., 74° и 80° в.д., протягиваясь с северо-запада на юго-восток почти на 800 км. Горы Каракорума созданы в эпоху альпийской складчатости и состоят из трех параллельных хребтов и ряда столь же высоких отрогов. В сложении юго-западной цепи гор ведущее место занимают граниты и гнейсы; средняя полоса гор сложена главным образом метаморфическими и осадочными породами палеозойского и мезозойского возрастов, среди которых преобладают темные сланцы, песчаники и известняки; северная цепь гор сложена кристаллическими сланцами и юрскими известняками. Рельеф отличается очень резкими формами и глубоким расчленением. В Каракоруме, испытавшем молодые глыбово-сводовые поднятия, многие горные вершины, долины и котловины поднимаются значительно выше снеговой линии, что способствует развитию мощного оледенения.

К л и м а т Каракорума в связи с его высокогорным, глубоко расчлененным рельефом, низкоширотным положением и большой протяженностью с запада на восток отличается большими контрастами. В глубоких межгорных долинах климат сухой и теплый, позволяющий заниматься сельским хозяйством при искус-

ственном орошении. Осадков выпадает около 100 мм в год. Но совсем другая картина наблюдается высоко в горах: на уровне снеговой границы (около 5000 м над ур. м.) средняя годовая температура воздуха составляет −4—5°, осадков выпадает 1200—2000 мм в год, причем почти исключительно в твердом виде. Основным источником атмосферных осадков является западный влагоперенос с Атлантики и Средиземного моря с весенними и осенними циклонами. Роль индийского летнего муссона в формировании осадков в Каракоруме менее значительна, так как сюда он приходит уже сильно ослабленным. Осадков больше выпадает в западной и южной частях Каракорума, меньше — в восточной и северной. Соответственно изменяется и высота снеговой линии.

Снеговая линия ниже всего спускается на юго-западе (4600—5000 м). На севере она лежит на высотах 5000—6000 м, а на крайнем северо-востоке поднимается до 6200—6400 м. Наблюдаются также значительные колебания высоты снеговой линии на освещенных и теневых склонах гор и в зависимости от местных орографических условий.

Каракорум — самый крупный и компактный очаг современного горного оледенения в низких широтах. Здесь ледники занимают более 16% общей площади горной системы, а в ее западной части — более 30%. Преобладающими типами ледников являются дендритовые и сложно-долинные ледники, занимающие глубокие межгорные долины и питающиеся главным образом не из фирновых бассейнов, а лавинами со склонов этих долин. Вследствие такого способа питания ледниковые языки очень сильно загрязнены поверхностными моренами, защищающими их от таяния, и спускаются далеко вниз по долинам, часто в пределы лесного, степного и полупустынного вертикальных климатических поясов. В связи с этим крупные ледники Каракорума по их температурному состоянию относятся к смешанному типу: в верховьях они характеризуются всеми признаками холодных континентальных ледников с температурой льда на уровне затухания сезонных колебаний от −2 до −5°, а в низовьях — это теплые ледники с температурой льда, близкой к точке таяния, с внутри- и подледниковым стоком талых вод.

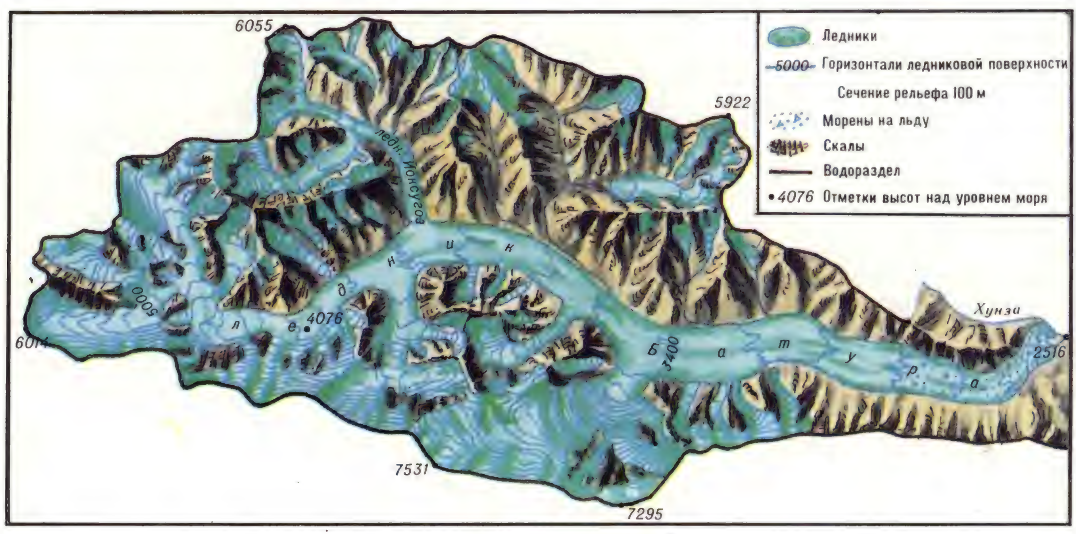
Точного каталога ледников Каракорума пока нет. По измерениям на картах и снимках из космоса общая площадь оледенения Каракорума составляет около 15 400 км^2, число ледников более 2,3 тыс., а объем законсервированной в них воды оценивается равным 2860 км^3. На южном склоне Каракорума ледники занимают бóльшие площади и спускаются они ниже, чем на северном, что связано главным образом с условиями увлажнения, а также с орографическими условиями: на южном склоне много удобных для накопления снега и льда продольных долин широтного простирания, защищенных от прямых солнечных лучей высокими боковыми хребтами.

В Каракоруме много очень больших ледников. 5 из них превышают в длину 50 км и имеют площади от 285 до 750 км^2 каждый (ледники Сиачен, Балторо, Биафо, Батура и Хиспар); длина еще 30 ледников более 20 км, а их площади от 60 до 410 км^2 (Прилож. № 3, табл. 11).

Ледники Каракорума известны с древнейшего исторического времени, так как через Каракорум частично по ледникам проходил Великий шелковый путь. Многие ледники Каракорума посещались исследователями различных стран с середины XIX столетия, но систематические исследования отдельных ледников начались лишь в последние годы. Поэтому многочисленные сообщения о ледниках Каракорума носят отрывочный характер, и по ним трудно сделать обоснованные обобщения. В связи с этим большой интерес представляют наблюдения китайских исследователей на леднике Батура в 1974, 1975 и 1978 гг.

На *леднике Батура* из 285 км^2 общей площади (дл. 59,2 км) 144 км^2 приходится на область аккумуляции и 141 км^2 на область абляции. Этот ледник расположен на западе Каракорума, в бассейне р. Хунза, в глубокой продольной долине широтного простирания, к северу от хр. Батура-Музтаг, с которого он и получает основное питание. С этого хребта в него впадает несколько крупных притоков. Вторым крупным очагом питания в истоках ледника служит хребет Хунза-

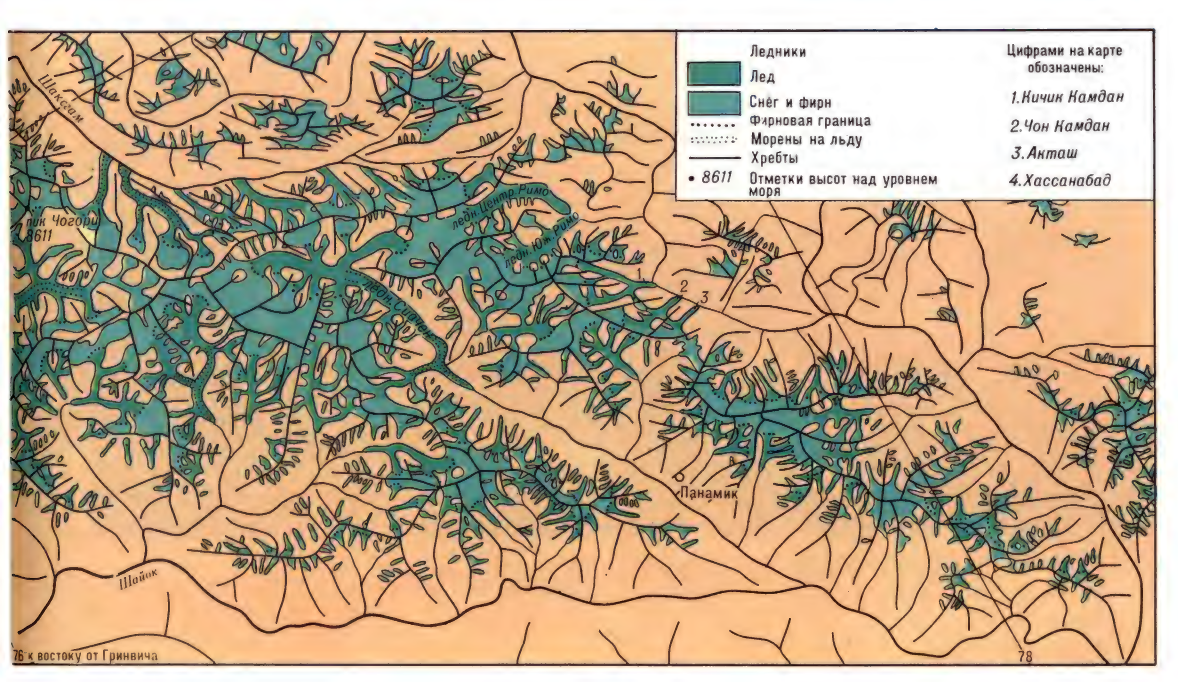




Оледенение Каракорума. Составил Г. Н. Носенко

Ледник Батура. Составила Г. Б. Осипова

Каракорум. С левого борта долины ледник почти не имеет притоков и с этой стороны подпитывается только лавинами. Начинаются ледник и его притоки на огромных высотах (от 6000 до 7795 м), в зоне вечного мороза, а конец ледника спускается до высоты 2540 м в долину р. Хунзы, которая характеризуется теплым и очень сухим климатом с осадками не более 100 мм в год, со средней годовой температурой воздуха +9,1° (максимум +34,1°, минимум −11°). По мере поднятия в горы средняя годовая температура воздуха понижается на 0,63° на каждые 100 м высоты и на уровне снеговой границы (5000 м) составляет −5,4°, а количество осадков на этом уровне достигает 1400—2000 мм в год. На уровне снеговой



границы чистая аккумуляция достигает 100—130 г/см^2 в год. Только благодаря столь обильному питанию ледник может существовать.

Резкий контраст климатических условий в верховьях и низовьях ледника (максимальный перепад высот от истоков до конца ледника более 5000 м) сказывается и на его температурном состоянии, и на режиме. Верхние две трети ледника отличаются всеми характерными чертами ледников континентального типа с низкими отрицательными температурами в снежно-ледниковой толще, с соответствующим способом льдообразования (преобладают фирновая и фирново-ледяная зоны), а нижняя треть ледника теплая, с температурами льда во всей толще близкими к точке плавления льда под давлением, с характерными абляционными формами ледниковой поверхности, с подледным стоком талых вод. В связи с огромной ролью лавин в питании ледника его поверхность в области абляции примерно наполовину покрыта мореной различной мощности, а нижние 5 км языка закрыты сплошным моренным чехлом, значительно снижающим интенсивность таяния льда.

Процессы абляции на леднике идут очень интенсивно, на 80—90% за счет радиационного тепла и на 10—20% за счет турбулентного теплообмена и тепла конденсации. На конце ледникового языка таяние льда продолжается бóльшую часть года. Так, в 1974—1975 гг. период абляции продолжался 315 дней, и за это время на высоте 2610 м растаял слой чистого льда толщиной 18,4 м! Чтобы компенсировать такой огромный расход, скорости движения льда должны быть достаточно большими. Измерения скоростей движения льда показали, что так оно и есть. В 20 км от конца ледникового языка максимальная измеренная скорость движения льда составила 517,5 м/год. Вниз по течению, как и следовало ожидать, скорость движения льда постепенно снижалась, но близ конца ледникового языка все еще была около 80—100 м/год.

Толщина ледника Батура была измерена на протяжении 20 км нижней части ледникового языка. В среднем она составила 230 м, максимальная толщина в 20 км от конца равна 430 м, а на конце — 85—120 м. Объем льда этого участка ледника равен примерно 9—10 км^3.

Ледник Батура оканчивается в непосредственной близости от русла реки Хунзы и проходящего по ее берегу Каракорумского шоссе, соединяющего территории Китая, Индии и Пакистана. В связи с этим колебания конца ледника



Ледники Балторо и Биафо, г. К-2 (Чогори). Снимок из космоса

Батура имеют большое практическое значение. Установлено, что за последние 200 лет ледник трижды наступал и дважды отступал. Сейчас ледник находится в стадии наступания. С 1966 по 1975 г. лобовой обрыв ледника продвинулся на 110 м, а с 1975 по 1978 г. — еще на 32 м. При этом на площади около 1 км^2 поверхность ледникового языка повысилась в среднем на 15 м. По прогнозу китайских исследователей, продвижение ледника с постепенно затухающей скоростью будет продолжаться до 1991 г., а затем ледник вновь начнет отступать, не дойдя до полотна Каракорумского шоссе нескольких сот метров. Будущее покажет, насколько верен этот прогноз [Professional… 1980; *Shi Yafeng, Zhang Xiangsong*. 1984 b].

Ледник Батура является типичным крупным дендритовым ледником Каракорума, и по приведенным выше сведениям можно судить об основных чертах морфологии и режима других ледников этого типа с поправкой на местные условия. Ниже дается описание еще нескольких крупных ледников Каракорума.

Ледник Чоголунгма (дл. 45,5 км, пл. 290 км^2) расположен на юго-западе Каракорума и занимает продольную долину между хребтами Ракапоши и Харамош, получая питание с того и другого. Это типичный для Центральной Азии дендритовый ледник, принимающий 18 ледников-притоков. Ледник спускается с высоты 5840 м и течет с запада-северо-запада на восток-юго-восток до высоты 2750 м. Окружающие склоны возвышаются над главным стволом ледника на 1500—2000 м. Ледник Чоголунгма и его притоки не имеют обширных фирновых бассейнов и питаются главным образом лавинами со склонов долины. Нижние 15 км главного ствола ледника покрыты поверхностной мореной, имеют хорошо развитые боковые и срединные морены. Следующие 22 км ледникового языка до слияния пяти крупных притоков отличаются большой трещиноватостью. Самая верхняя часть ледника очень труднодоступна из-за еще более сильной трещиноватости и лавинной опасности. Скорость движения льда, измеренная в 15 км от конца, не превышала 37 см/сут.

Снеговая линия в бассейне ледника лежит в среднем на высоте 4900 м. Для верховьев ледника характерно большое количество осадков (снежный покров достигает 3—5 м глубины), а для области абляции — интенсивное таяние. Так, в июне — июле 1955 г. на высоте 4000 м за 21 день стаяло 120 см льда. В среднем за год на этой высоте стаивает 5—10 м чистого льда. Таяние идет главным образом в дневные часы. Здесь, как и на леднике Батура, в тепловом балансе льда и



Ледник Балторо — типичный ледник туркестанского типа. Пики Гашербрум-IV и Хидден

снега более 90% приходится на солнечную радиацию, около 10% — на турбулентный теплообмен и тепло конденсации. Около 5% снега и льда испаряется из-за большой сухости воздуха.

В середине прошлого столетия ледник Чоолунгма наступал, его конец остановился в 360—370 м от деревни Аранду. Затем он отступил, но к 1913 г. вновь продвинулся вперед, разрушил часть крестьянских полей и остановился всего в 100 м от деревни. Это было самое большое продвижение конца ледника за несколько последних столетий. С 1913 г. ледник отступает, но очень медленно. К 1954 г. отступание конца составило всего 100 м, а поверхность ледника понизилась на 30—60 м.

К северу и северо-западу от ледника Чоолунгма с горного массива Хиспар (7200—7700 м) в противоположных направлениях стекают два огромных дендритовых ледника: на запад — *ледник Хиспар,* на восток — *ледник Биафо.* Первый из них стационарен. Второй в 1861 г. выдвигался из занимаемой им долины в долину р. Бральду, пересекал ее и достигал противоположного склона. Река текла под ледником. К концу XIX столетия ледник отступил примерно на 1,5 км и «втянулся» в свою долину. В 1902 г. он опять подходил вплотную к р. Бральду, зажав ее в узком ущелье. Затем последовало отступание ледника, которое в 1909 г. вновь сменилось продвижением его конца до р. Бральду. В последующие годы ледниковый язык утончался и отступал. К 1953 г. отступание превысило 820 м. В дальнейшем, до конца 70-х годов, как показали космические съемки, ледник оставался в стационарном положении.

Ледник Балторо (дл. 62 км, пл. 750 км^2) берет начало с юго-западных склонов г. Гашербрум и течет на запад по глубокой межгорной долине к югу от главного каракорумского водораздела с высочайшей вершиной всей горной системы — г. Чогори, которая также служит одним из его истоков. Ледник принимает более десятка крупных притоков, каждый из которых является в свою очередь сложным долинным ледником. Конец ледника лежит на высоте 3530 м. Это второй по площади после Биафо ледник в бассейне р. Бральду.

В начале XIX в. по леднику Балторо и одному из его правых притоков шел караванный путь через перевал Музтаг из Индии в Тибет. К середине столетия этот путь стал непроходимым из-за увеличения снежных заносов, и его забросили. К концу XIX столетия ледник сильно отступил, но с 1892 по 1909 г. он был стационарен. В 1913—1929 гг. ледник незначительно (около 80 м) продвинулся, но затем непрерывно отступал до 1958 г. Отступание конца между 1929 и 1958 гг. составило около 300 м. По данным космических съемок, в 70-х годах XX столетия положение конца ледника не менялось, но на некоторых его притоках были отмечены подвижки, вызвавшие наползание их концов на главный ствол ледника. Однако на поведение ледника в целом это не оказало заметного влияния.

Ледник Сиачен (дл. 76 км, пл. 750 км^2) — крупнейший в Каракоруме. Он начинается с восточного склона хр. Кондус на стыке с главным каракорумским водоразделом на высоте около 7000 м. После слияния с крупнейшим левым притоком — Шерамшером главный ствол ледника меняет направление с восточного на юго-восточное и по глубокой межгорной долине спускается до высоты 3550 м. Язык ледника на огромном протяжении покрыт частично или полностью плащом поверхностной морены. Этот ледник служит истоком р. Нурбы. Впервые

он посещался в 1848 г., а затем до 1909 г. никто из исследователей на нем не был. Однако, по сообщениям местных жителей, он за этот интервал времени продвигался вниз по долине и разрушил несколько пастбищ. Позднее, до 1958 г., ледник медленно отступал. В 70-е годы он был стационарен, но некоторые его притоки имели признаки наступания.

Все описанные выше крупнейшие дендритовые ледники Каракорума сходны между собой и по морфологии и по режиму. Их колебания отражают, по-видимому, общие изменения климата с запаздыванием на несколько десятилетий. Это наиболее устойчивые типы каракорумских ледников. Если даже в их бассейнах и происходят резкие изменения режима отдельных притоков, то на поведении конца главного ствола ледника это почти не сказывается.

Совершенно иным режимом отличаются многие каракорумские ледники средних размеров, которые периодически то стремительно наступают, то отступают. Это пульсирующие ледники.

Давно известно, что многие ледники в Каракоруме время от времени быстро продвигаются, иногда на большие расстояния, производя разрушения на своем пути и создавая подпрудные озера, прорывы которых приводят к катастрофическим последствиям. К сожалению, большинство сообщений о таких подвижках ограничивается лишь констатацией самого факта и катастрофических последствий, а о режиме ледников и причинах их такого «ненормального» поведения почти ничего не говорится. Ниже приводится несколько наиболее ярких примеров подвижек ледников, которые сами по себе представляют большой интерес.

Три ледника — *Чон-Камдан, Кичик-Камдан* и *Акташ* в верховьях р. Шайок, по долине которой проходит древний караванный путь через Каракорум, — периодически быстро наступают и блокируют р. Шайок. После 1780 г. долина р. Шайок перегораживалась то одним, то другим из них много раз. Так, например, ледник Чон-Камдан перекрывал реку в 1839—1841 гг., затем в 1873, в 1884 и в 1928—1929 гг. После каждой подвижки за ледяной запрудой образовывалось озеро, которое держалось несколько лет, а затем опоражнивалось, вызывая наводнения. В 1932 г. ледяная плотина имела высоту 152 м, ширину 305 м, а длина подпрудного озера была 16 км. По данным космической съемки, все три ледника испытали подвижки в 1975—1978 гг. В настоящее время концы ледников Акташ, Кичик-Камдан и Чон-Камдан перекрывают р. Шайок.

В 1930 г. произошла быстрая подвижка *ледника Султан-Чусску,* также расположенного в бассейне р. Шайок. Это, кажется, единственный случай в Каракоруме, когда во время подвижки наблюдался не только конец ледника, но и его истоки. В результате подвижки поверхность большей части фирновой области ледника понизилась примерно на 100 м, оставив кайму обрезанных концов ледников-притоков, старых лавинных конусов и фирна. Нижняя часть ледника резко продвинулась, возвысившись над боковыми моренами и смяв некоторые из них. В долину р. Шайок было вытолкнуто около 200—300 млн $м^3$ льда.

Уникальный случай образования нового ледникового языка *Кутьях* произошел в марте 1953 г. на южном склоне хр. Харамош в результате слияния трех быстро продвинувшихся *ледников: Куранкар, Нан* и *Кутсомбар.* Вновь образовавшийся ледник начал стремительно продвигаться вниз по глубокой долине, сметая на своем пути строения и деревья. За 2 месяца ледник продвинулся на 12 км со средней скоростью 113 м/сут и перегородил р. Стак. За ледяной плотиной образовалось озеро, прорыв которого вызвал разрушительное наводнение. Поверхность продвигавшегося ледника представляла хаос ледяных пиков и глыб и была совершенно непроходимой. К 1973 г. фронт ледника отступил на 750 м, а неровности поверхности сгладились. Удовлетворительного объяснения причин одновременной подвижки сразу трех ледников и стремительного продвижения вновь образовавшегося их общего языка пока не найдено, но сам факт такого стремительного наступания ледников и вызываемые этим последствия заслуживают большого внимания.

В бассейне р. Хиспар, левого притока р. Хунзы, неоднократно наступал *ледник*

Иенгутц-Хар. В 1901—1903 гг. этот ледник продвинулся примерно на 3 км за несколько весенних месяцев. Один из местных крестьян так описывал это событие: «...ледник был выше р. Хиспар примерно на 4 км. Однажды мы заметили, что вода в арыках прибыла и была очень грязная. Мы пошли по руслу и увидели продвигающийся ледник. Он полз, подобно змее, почти равномерно, и мы могли видеть его продвижение... Вода и грязь текли из-под ледника, пока он продвигался, и затопили наши поля. Когда на пути встречалось препятствие, лед сначала обтекал его, а потом закрывал полностью. Лед содержал много земли и камней. Ледник продолжал двигаться 8 дней и ночей и остановился примерно в 40 м от р. Хиспар. Как только он остановился, грязь и вода перестали течь. Лед оставался там около 15 лет, а затем начал отступать» [*Mason*. 1931. С. 112]. К 1939 г. ледник отступил от максимального положения на 6 км, но в его верховьях было отмечено увеличение накопления снега и льда. В 1954 г. было зафиксировано наступание ледника по сравнению с 1939 г. на 3 км.

Ледник Хасанабад в бассейне р. Хунзы в 1903—1906 гг. продвигался, по одним данным, на 9,7 км за 2,5 месяца, по другим — на 3,2 км за лето 1906 г. Затем он быстро сократился и распался на два ледника — Мутшуал и Чиспар, которые к 1954 г. отступили соответственно на 7 и 4,5 км. В бассейне р. Хунзы отмечались также подвижки *ледников Минапин, Хопар* и *Гарумбар*.

При дешифрировании космических снимков в Каракоруме было выявлено большое число ледников, имеющих признаки, характерные для пульсирующих ледников [*Десинов и др*. 1982]. Однако для полной уверенности необходима проверка наземными исследованиями. Общее представление о характере оледенения Каракорума можно получить по космическому снимку и составленной по нему карте (см. рис. на с. 95).

[*Mason*. 1930; *Коновалова*. 1972; *Christian*. 1981; *Десинов и др*. 1982; *Zhang Xiangsong, Mi Desheng*. 1982].

Гиндукуш — одна из высочайших горных систем Азии на стыке Памира, Каракорума и Гималаев в пределах Афганистана и на его границах с СССР и Пакистаном. Общая протяженность Гиндукуша с юго-запада на северо-восток около 700 км. Орографически Гиндукуш делится на две почти равные части — юго-западную и северо-восточную. Высоты юго-западной части Гиндукуша 4000—5000 м, отдельные вершины более 6000 м, северо-восточной части — 5000—7000 м. В ее южной части на территории Пакистана поднимается высочайшая вершина Гиндукуша — г. Тиричмир (7690 м).

В юго-западной части Гиндукуша с массива Кухе-Баба берут начало главные реки Афганистана — Гильменд, Герируд, Кабул. От высокогорного узла у восточного конца Гиндукуша в западном и юго-западном направлениях отходит **хр. Хиндурадж** с вершинами, достигающими 5900—6800 м, отделенный от Гиндукуша широкой депрессией, по которой текут реки Ярхун, Мастудж, Кунар. Для хребтов характерно глубокое эрозионное расчленение с чередованием участков рельефа альпийского типа с поверхностями выравнивания, поднятыми на разную высоту.

Климат Гиндукуша и Хиндураджа очень сухой — в межгорных долинах пустынный и полупустынный; количество осадков в них меньше 300 мм в год. Осадки приносятся западными и северо-западными воздушными течениями, которые в свободной атмосфере преобладают круглый год. Соответственно северо-западные склоны западной части хребта получают больше осадков, чем юго-западные. Основная масса осадков в западной части Гиндукуша выпадает зимой. Восточный Гиндукуш отличается большой сухостью и суровостью. Годовое количество осадков в горных долинах на высотах 2500—4300 м всего около 50—60 мм. Лучше увлажнены лишь южные склоны Гиндукуша и Хиндураджа, куда доходят летние муссоны с Индийского океана. Максимум осадков приходится на летние месяцы, выше снеговой линии они выпадают в основном в твердом виде. Зимы суровые, малоснежные.

Снеговая линия в западной части Гиндукуша на северных склонах лежит на высоте 4000—4700 м, на южных — выше



Ледники: Чатибой (слева) и Койо. Хребет Хиндурадж

5100 м. В Хиндурадже и на юго-восточных склонах Центрального Гиндукуша высота снеговой линии 4300—4900 м, а на северо-востоке до 5000—5200 м. В этой части горной системы имеет место обратное соотношение высот снеговой линии на северном и южном склонах: на южном она ниже, чем на северном. Это объясняется перехватом горным барьером Гиндукуша влаги, которую приносит летний индийский муссон — на северные склоны воздух приходит уже сухим, оставив большую часть влаги на южных склонах хребта.

Оледенение Гиндукуша и Хиндураджа изучено слабо. В результате дешифрирования АФС и немногочисленных маршрутных наблюдений общая площадь, занятая фирновыми полями и ледниками в горах Гиндукуша и Хиндураджа, оценивается приблизительно в 5900 км^2, а объем льда — 600—650 км^3.

Большая часть ледников, в том числе самых крупных, сосредоточена в центральной и восточной частях горной системы. В районе г. Тиричмир и к востоку от нее на многие десятки километров протягивается гребень хребта со средней высотой более 5500 м, сплошь покрытый толстым слоем фирна и льда. Снеговая линия проходит на высоте 5000—5100 м. От обширного фирнового поля спускаются многочисленные ледники, в том числе и очень крупные: *ледник Тирич* (дл. 30 км, пл. 170 км^2), *ледник Атрак* (дл. 28 км, пл. 129 км^2), *ледники Хуруско-Ку* (дл. 13 км), *Котгац* (дл. 16 км), *Ямит* и др. Самый крупный ледник горной системы — *Чиантар* (дл. 32 км, пл. 260 км^2, высота фирновой линии 4600—4700 м, конца 3660 м). Преобладают котловинные и долинные ледники. Много ледников туркестанского типа, питающихся почти исключительно лавинами. Примером может служить *ледник Рамит,* спускающийся по глубокому ущелью в долину р. Пянджа. Кроме перечисленных выше в горах Гиндукуша и Хиндураджа более двух десятков ледников имеют площади от 10 до 20 км^2 каждый. Большая часть льда сосредоточена в крупных и средних по размерам ледниках котловинного и долинного типов.

Кроме котловинных и долинных ледников альпийского и туркестанского типов очень много висячих ледников, но они не достигают значительных размеров.

Встречаются, как и всюду в горах, каровые ледники. Есть также ледники плоских и конических вершин. Размеры оледенения на северных склонах в несколько раз превышают размеры оледенения южных склонов.

Для западной части Гиндукуша характерны навеянные ледники, лежащие в узких углублениях. Они не имеют фирновых областей и по длине не превышают нескольких километров. Концы их спускаются до 3200 м, покрыты обломочным материалом и в теплое время года интенсивно тают. Крупных долинных ледников здесь совсем нет.

[*Wissman, Flohn.* 1959; *Иваньков.* 1970; *Коновалова.* 1972].



Гора Ама Даблам в массиве Кхумбу

Глава 5

ГИМАЛАИ

Гималаи — высочайшая горная система Азии, отделяющая Тибетское нагорье от Индо-Гангской низменности. Она гигантской дугой огибает Тибетское нагорье с юго-запада, юга и юго-востока. Протяженность всей горной системы около 2500 км при ширине 200—300 км. Гималаи состоят из нескольких параллельных горных цепей с крутыми склонами, обращенными к Индо-Гангской низменности, и сравнительно пологими — к Тибету. Гималаи целиком относятся к бассейну Индийского океана: верховья Инда и Брахмапутры опоясывают их с севера, северо-запада, юга и юго-востока, а р. Ганг и ее многочисленные притоки — с юга.

Современный рельеф Гималаев представляет собой четыре цепи горных хребтов, вытянутых согласно с простиранием всей горной системы с северо-запада на юго-юго-восток, расчлененных на отдельные блоки и массивы ущельями рек. Это — с юга на север — Предгималаи, Малые Гималаи, Большие Гималаи, хр. Ладакх.

Северной границей Гималаев, отделяющей их от Тибетского нагорья, служит гигантская продольная депрессия, занятая верхним течением рек Ганг и Брахмапутра (Цангпо), текущих в противоположных направлениях.

По простиранию Гималаи условно делятся с запада на восток на Пенджабские (от ущелья р. Инд на северо-западе до р. Сатледж), Кумаонские (между реками Сатледж и Кали), Непальские (в пределах Непала), Сиккимские (в пределах индийского штата Сикким) и Ассамские (от западной границы Бутана до большого изгиба р. Брахмапутры, опоясывающей Гималаи с востока). В дальнейшем при характеристике оледенения Гималаев мы будем пользоваться этим делением.

Гималаи, поднимаясь гигантской стеной над Индо-Гангской низменностью, представляют собой ярко выраженный климатораздел: к югу от них господствует влажный тропический климат, к северу — климат холодных высокогорных пустынь. На южных склонах Гима-

лаев наблюдается чередование всех высотных поясов — от влажных тропических лесов и саванн до вечных льдов и снегов. Времена года различаются главным образом по выпадению осадков. С июня по ноябрь выпадает 80—90% их годового количества. Их приносит юго-западный муссон с Индийского океана. Количество осадков особенно велико в восточной части Гималаев, где на высотах 2500—3000 м выпадает от 3200 до 5000 мм в год. К западу количество осадков уменьшается до 1500—2000 мм в Кумаонских и до 900—1000 мм в год в Пенджабских Гималаях. Влажные воздушные массы, приходящие с летним индийским муссоном, почти всю свою влагу оставляют на южных склонах Гималаев. Поэтому их северные склоны отличаются очень сухим климатом. Так, в долине верхнего Инда на высоте 3500 м выпадает всего 80 мм осадков в год.

Зимой (с ноября по март) выше снеговой линии в Гималаях преобладают северо-западные ветры с метелями и штормами. Осадков они приносят мало, и их роль в питании ледников сводится к перераспределению снега, выпавшего во время летнего муссона: снег сдувается с горных массивов и пиков в долины, где лежат ледники. Временное затишье бывает лишь в переходный период между зимним и летним муссонами (апрель — май), когда стоит относительно тихая сухая погода. Именно это короткое время выбирают альпинисты для восхождения на Джомолунгму и другие горные пики Гималаев.

Положение Гималаев в низких широтах, близ границы субтропического и тропического поясов, обусловливает большую величину солнечной радиации и относительно высокие средние годовые температуры воздуха на уровне снеговой границы — от +5° на южных склонах на высоте 4900 м до −3 — 5° на северных склонах (5700—6000 м). Характерны резкие колебания температуры воздуха между днем и ночью, достигающие нескольких десятков градусов, что способствует интенсивному физическому выветриванию горных пород, в связи с чем большинство ледников Гималаев на значительном протяжении покрыто щебнем и глыбами, свалившимися со склонов.

Так как на южных склонах Гималаев выпадает во много раз больше осадков, чем на северных, снеговая линия на южной стороне гор проходит много ниже, чем на северной стороне, обращенной к Тибету. Наибольшая разница наблюдается в Непальских Гималаях, где ширина горной полосы невелика, а горы поднимаются до максимальных высот. В районе Джомолунгмы на южных склонах снеговая линия лежит на высотах 4700—4800 м, а на северных поднимается до 5800—6000 м. Высокое положение снеговой линии и большая крутизна склонов не способствуют образованию крупных ледников.

Ниже всего снеговая линия лежит на южных склонах Пенджабских Гималаев (4400—4600 м) и Ассамских Гималаев (4600 м), где концентрируются осадки летнего индийского муссона.

Ледники Гималаев играют важную роль в питании крупных рек, воды которых используются для орошения. Однако до последнего времени систематического изучения ледников не проводилось, и сведения о них можно было получить главным образом из отчетов альпинистских экспедиций. Лишь в 70-е годы начались работы по изучению ледников, и к настоящему времени составлены каталоги ледников на отдельные районы Гималаев (массив Нангапарбат, бассейн р. Баспа, район Джомолунгмы и др.). Однако работа по каталогизации всех ледников Гималаев еще далека от завершения.

Общая площадь оледенения Гималаев, по опубликованным данным, составляет около 33 200 км^2, а объем льда примерно 6640 км^3 [*Mercer*. 1967; *Гросвальд*. 1964; *Коновалова*. 1972]; по данным китайских ученых, в Гималаях на территории КНР ледники занимают площадь 11 055 км^2 [*Shi Yafeng*. 1980].

Большинство ледников и самые крупные из них группируются вокруг самых высоких горных массивов и пиков. Ниже дается краткое описание очагов оледенения Гималаев с запада на восток.

Пенджабские Гималаи. К востоку от ущелья р. Инд, отделяющего Гималаи от Каракорума, поднимается горный массив Нангапарбат (8126 м), отличающийся огромными относительными

высотами (3000—4000 м) и очень крутыми склонами. Последнее не благоприятствует оледенению, так как выше снеговой линии отсутствуют достаточные площади для накопления снега и льда. На крутых вершинах и гребнях снег не держится, и зона питания ледников лежит на высотах от 5000 до 6500 м над ур. м., много ниже вершин и гребней хребта. Снеговая линия на южной стороне массива проходит на высотах 4000—4500 м, на северной — на 4900—5000 м. Климатически Нангапарбат является островом среди субтропической пустыни. У подножия массива климат экстремально-аридный — количество атмосферных осадков всего 50—120 мм в год, а на самóм массиве в высокогорном поясе — до 8000 мм в год. Питание осадками происходит за счет западных ветров, приносящих влагу с Атлантического океана и Средиземного моря. Вклад летнего индийского муссона здесь невелик.

Общая площадь оледенения массива Нангапарбат составляет 690 км^2. На нем около 60 ледников сравнительно небольших размеров, лежащих большей частью на северном склоне массива. Крупнейшие из них: *ледник Ракхиот* (дл. 15 км, выс. конца 3170 м), *ледник Диамир* (дл. 14 км, пл. 38 км^2, выс. конца 3615 м), *ледник Рупал* (дл. 17,6 км, выс. конца 3783 м). Преобладают долинные ледники туркестанского типа, питающиеся в основном лавинами. Концы ледниковых языков сильно загрязнены моренами.

Причиной активного оледенения на массиве Нангапарбат является большое количество осадков (от 5000 до 8000 мм в год). Таяние на концах ледников, покрытых щебнем, около 10 м в год. На участках ледников, свободных от поверхностной морены, за год стаивает слой льда более 20 м. Скорости движения льда составляют от 190 до 800 м/год, что больше, чем на леднике Федченко на Памире. Для ледника Ракхиот, на котором зарегистрированы максимальные скорости движения льда, характерен блоково-глыбовый тип движения. В настоящее время большинство ледников массива Нангапарбат стационарны или медленно отступают [*Kick.* 1980].

Несколько долинных ледников радиально растекаются с г. Калахои (5425 м), расположенной в 56 км к востоку-северо-востоку от города Сринагар.

Значительным очагом оледенения является **массив Нункун** (7135 м). С фирнового поля площадью около 14 км^2, расположенного на платообразном участке массива, с высот 6160—6580 м стекает несколько ледниковых языков: *Гангри, Шаффат, Файзабад* и др. Ледник Гангри, состоящий из двух ветвей и достигающий в длину 21 км, круто спускается на север до самой низкой в Пенджабских Гималаях отметки — 3350 м. Его поверхность изобилует трещинами и ледопадами. Ледник Шаффат, текущий на северо-восток, имеет длину 16 км и занимает площадь около 54 км^2. В фирновой области этого ледника на высотах 5000—5500 м наблюдались кающиеся высотой до 2 м, что свидетельствует о значительной роли испарения в абляции снега и льда.

К юго-востоку от массива Нункун, в горном районе **Лахул** (6142—6575 м), много долинных ледников, занимающих глубокие продольные долины. Высота снеговой линии на юго-западе района 4600 м, на северо-востоке она увеличивается до 5300 м. Несколько ледников достигает в длину 15 и более километров. *Ледник Миланг* длиной 16 км оканчивается на высоте 3750 м, высота фирновой линии 4930 м. *Ледник Сонапани,* круто спускающийся с 5900 до 3860 м, сильно разбит многочисленными трещинами. Его длина 14,7 км, площадь 32,5 км^2. Фирновая линия проходит на высотах 4500—4800 м. В районе распространены также возрожденные ледники. Языки ледников на значительном протяжении покрыты чехлом морены, предохраняющим их от таяния.

На хр. Дхаоладхар, расположенном южнее Лахула, оледенение незначительно, несмотря на более низкое положение снеговой линии (4400—4500 м). Здесь всего несколько ледников, питающихся лавинами. Более значительно оледенение в истоках р. Рави, на стыке хребтов Дхаоладхар и Пир-Панджал, где 18 ледников имеют общую площадь около 90 км^2. Два из них достигают 10 км в дли-

ну, остальные меньше. Большинство ледников долинные, альпийского типа [*Giovanni*. 1962].

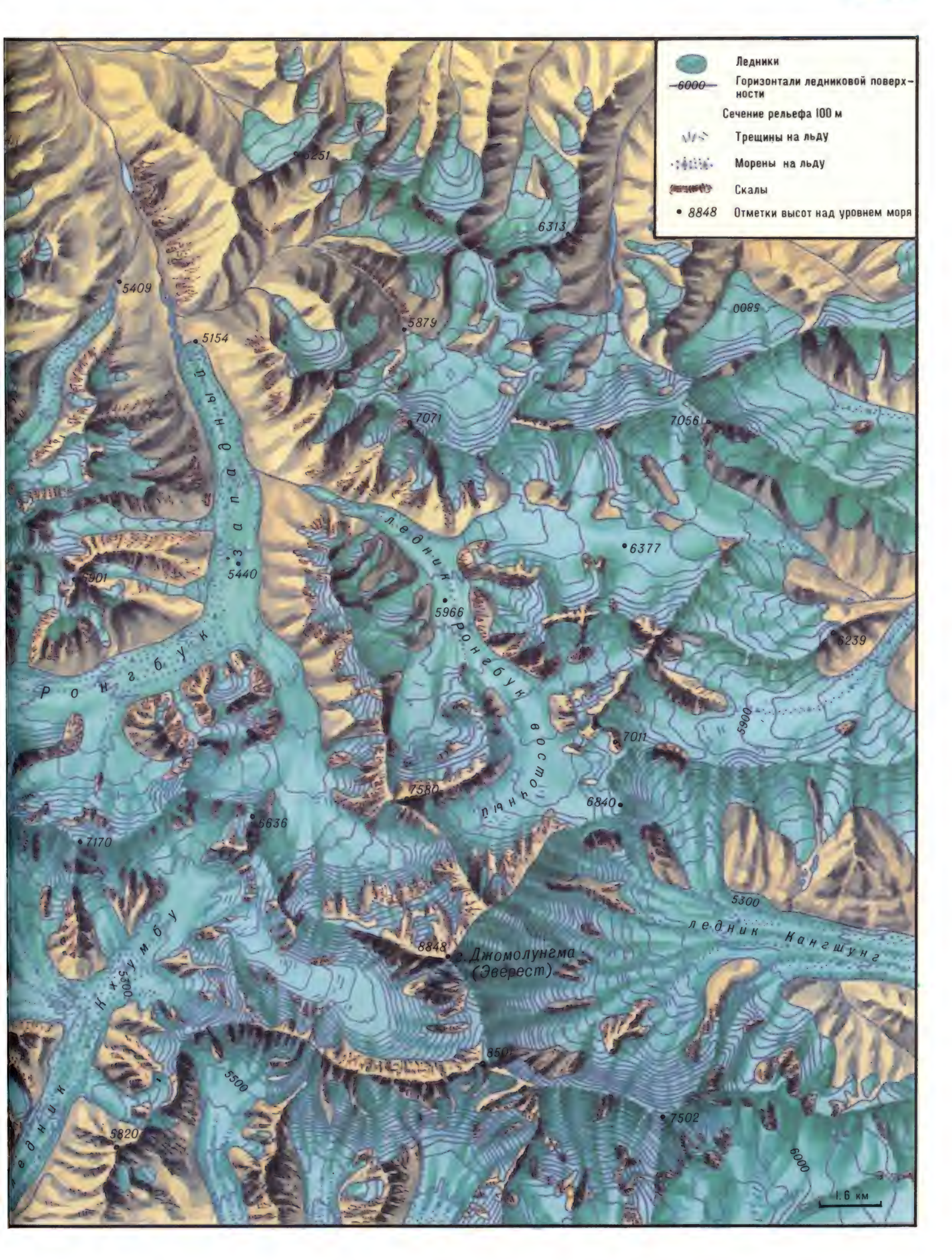
В бассейне р. Баспы (приток р. Сатледж), по Каталогу, имеется 89 ледников общей площадью 244 км^2. Самый большой из них — *ледник Баспа* в верховьях одноименной реки. Это ледник продольной долины с областью питания в большом цирке. Его площадь 35 км^2, длина 18 км, ширина от 1 км у фронта до 3 км в верховьях. Конец спускается до 4300 м, а высшая точка — 5800 м. Судя по моренам, в недавнем прошлом ледник интенсивно отступал.

В верховьях одного из притоков р. Сатледж, р. Тидонг-Кхад, на северном склоне Гималаев расположен *ледник Гара,* на котором проводились исследования по программе МГД с 1974 по 1980 г. Этот маленький долинный ледник площадью немногим более 5 км^2 начинается на высоте 5600 м и спускается до 4700 м. На нем измерялись скорость движения льда, аккумуляция и абляция. Средняя скорость движения льда за 1974 — 1979 гг. равнялась 90—100 м/год в средней части языка и 120 м/год у фирновой линии. Средняя годовая аккумуляция составила за этот период 284 г/см^2; чистая абляция — 408 г/см^2; чистый баланс массы — 124 г/см^2 [*Вора и др*. 1980; *Vohra*. 1981].

Кумаонские Гималаи — крупнейший очаг современного оледенения всей горной системы. Между ущельями истоков Ганга — рек Бхигиратки и Алакнанда — в Больших Гималаях расположена горная группа Бадринат-Сатопант, на южных склонах которой осадков выпадает от 4000 до 4500 мм в год. Здесь преобладают долинные ледники альпийского и туркестанского типов, более 10 ледников имеют длину от 12 до 30 км. Скорость движения этих ледников колеблется от 10 до 15 см/сут.

С главной вершины Бадринат (7188 м) стекает крупнейший ледник Гималаев — *Ганготри*. Его длина 32 км, площадь около 300 км^2, высота фирновой линии 5150 м, конца языка 3800 м. Ледник сложный долинный, в него впадает 5 больших притоков. Язык ледника на значительном протяжении покрыт абляционной мореной. С 1935 по 1957 г. ко-





Оледенение района г. Джомолунгмы. Составила Г. Б. Осипова



Покрытая снегом и льдом стена Гималаев. Вид из долины Катманду

нец ледника отступил на 210 м. *Ледник Сатопант* длиной 16 км отступил с 1931 по 1959 г. на 960 м. Отступил также конец ледника Бхарират-Кхарак (дл. 18 км), который еще недавно сливался с языком ледника Сатопант [*Khausic*. 1965].

Несколько ледников стекает с массива Камет (7756 м). Эти ледники крутые и очень трещиноватые. Самый большой из них — *ледник Мангнанг,* его длина 22 км, оканчивается на высоте 5320 м при высоте фирновой линии 5820 м. Ледник сильно заморенен.

Далее к юго-востоку поднимается горный массив Нандадеви (7816 м), на котором расположен *ледник Пиндари,* посещавшийся с середины прошлого столетия несколько раз. Самый крупный ледник в этом районе — Милам длиной около 22 км — относится к туркестанскому типу, принимает 7 притоков и оканчивается на высоте 3450 м крутым 90-метровым лбом. Последние 8 км языка ледника сплошь покрыты мореной и имеют холмистую поверхность [*Ahmed*. 1962; *Ahmed, Saxena*. 1963].

В горах Куби-Гангри, несмотря на большую высоту, оледенение менее значительно из-за меньшего количества осадков. Снеговая линия проходит здесь на высотах 5800—6000 м. Только на леднике Брахмапутра, лежащем в глубоком затененном ущелье, она несколько ниже (5750 м). Площадь ледника 55 км^2, оканчивается он на высоте 4860 м.

Непальские Гималаи — самая высокая часть Гималайской горной системы, но оледенение их не столь велико, как можно было бы ожидать, что связано с меньшим количеством осадков в этом районе и с очень крутыми склонами горных хребтов и вершин. Оледенение сосредоточено главным образом на массивах-восьмитысячниках: Джомолунгме (8848 м), Дхаулагири (8172 м), Аннапурне (8078 м) и др. Из них самым крупным центром оледенения является **массив Джомолунгмы.**

По данным наблюдений в монастыре Ронгбук (5030 м) и вертикальному градиенту (0,7° на 100 м), средняя годовая температура воздуха на высоте снеговой линии (5500—6200 м) равна −4 — 9°, а на вершине −27°. Осадки выпадают главным образом с муссонными ветрами с июня по сентябрь, и на уровне снеговой границы их величина составляет 600—800 мм на северном склоне и 1000 — 1500 мм на южном, где снеговая линия на 200—700 м ниже.

Всего в районе Джомолунгмы около 600 ледников общей площадью 1600 км^2. Из них 217 ледников площадью 772 км^2 расположено на территории КНР [*Shi Yafeng et al.* 1980]. 65% общего числа ледников приходится на каровые и висячие, но занимают они всего 8% общей площа-

ди оледенения. Примерно половина площади приходится на 15 крупных ледников размерами более 20 км^2. Это главным образом котловинные и долинные ледники туркестанского типа, расположенные в глубоких ущельях. Области питания ледников туркестанского типа представляют собой очень крутые обледенелые и покрытые фирном склоны, с которых периодически срываются лавины. Значительные по площади плоские фирновые бассейны встречаются редко. Ледниковые языки, за малым исключением, коротки, так как склоны и днища долин очень круты и ледники быстро спускаются до высот, где они существовать уже не могут. Средняя высота концов крупных ледников на северных склонах 5200—5400 м, на южных — 4500—4700 м, высота фирновой линии — соответственно 6000 и 5780 м. 60% ледников расположено на южных склонах. Толщины языков крупных ледников в 5—8 км от их концов составляют 110—160 м.

Самый крупный ледник этого района — *Западный Ронгбук,* который спускается с западного отрога и главного пика Джомолунгмы на север. Длина ледника 22,2 км, площадь 86,9 км^2. Язык ледника оканчивается на высоте 5150 м в глубоком ущелье. Это холодный ледник континентального типа. На уровне затухания сезонных колебаний температура льда была равна $-1{,}9°$ на высоте 5400 м и $-12{,}2°$ на высоте 6325 м, скорость движения льда 100—120 м в год [Basic... 1975].

С востока к языку *ледника Западный Ронгбук* подходит конец *ледника Восточный Ронгбук* (дл. 13,5 км), фирновый бассейн которого лежит на северо-восточном склоне Джомолунгмы. Фирновая линия проходит на высоте 5800 м. К востоку от главного пика Джомолунгмы стѐкает *ледник Кангшунг,* длина которого близка к 20 км.

С западного отрога массива с высшей точкой 8153 м на север стекает *ледник Кьетрак* (дл. 21,5 км, пл. 74 км^2). Фирновая линия на нем лежит на высоте 5800 м. Верховьями одного из истоков он смыкается с истоками *ледника Нангпа-Ла,* спускающегося на юг по узкой крутой долине. На этом леднике фирновая линия проходит на 300—400 м ниже, чем на леднике Кьетрак. Причина — в экранирующем воздействии разделяющего их гребня, который всюду выше 6500—7300 м, так что влага, приносимая индийским муссоном, оседает в основном на южном склоне, а на северный склон воздух приходит уже более сухим.

Лучше изучен и чаще других посещается, особенно альпинистами, *ледник Кхумбу.* Его главный исток берет начало в котловине на западном склоне главного пика Джомолунгмы. Заснеженные, почти отвесные склоны поднимаются над дном котловины почти на 2000 м. В устье котловины ледник переходит в огромный ледопад высотой 700—750 м, в пределах которого он разбит огромными трещинами на гигантские блоки. Затем ледник резко поворачивает на юго-юго-восток и принимает справа несколько крупных притоков. Длина ледника 22 км, оканчивается он на высоте 4600 м. Язык ледника сильно загрязнен мореной. Фирновая линия проходит в районе ледопада на высоте 5700— 5900 м. Там, где поверхность ледника в области абляции загрязнена мореной неравномерно, широко распространены сераки очень больших размеров (до 20—30 м высотой). Они имеют не только большие размеры, но и большую долговечность. Скорость движения льда 180 м/год.

В Сиккимских Гималаях крупным очагом оледенения является горный массив Канченджанга (8585 м). Здесь находится второй по величине ледник Гималаев — *Зему* (дл. 31 км, пл. 130 км^2), конец которого спускается до 4350 м. Толщина ледника в 1 км от его конца 220 м. В 1975 г. интенсивность абляции колебалась от 0,5 до 7,5 см/сут. Наибольшая она на ледопадах [Zemu Glacier... 1975]. К юго-западу от ледника Зему расположен другой большой *ледник — Канченджанга* (дл. 24 км, пл. 107 км^2), текущий в глубоком ущелье и питающийся главным образом лавинами.

В Ассамских Гималаях, несмотря на обилие осадков и снижение снеговой линии, оледенение становится менее значительным, так как уменьшается высота гор. Ледники есть на горных массивах Кулаингри (7554 м), Нангта (7089 м),



Ледник Тавер. Район г. Джомолунгмы. Хорошо видны конечная и боковые морены, приледниковое озеро, лавинные конусы

Намчабарва (7756 м). Ледники Намчабарвы — самые восточные в Гималаях. С вершины спускается 5 ледников, крупнейший из них — *Салунг*. Его конец лежит на высоте 2950 м и лишь 1,5 км не доходит до р. Брахмапутры.

Основное питание атмосферными осадками ледники Гималаев в центральной и восточной частях получают от летнего муссона. В западной части приоритет переходит к циклоническим осадкам, связанным с западно-восточным переносом. На ледниках Джомолунгмы, на высоте 5500 м, аккумуляция составляет 140—190 г/см^2 в год. На западе Гималаев (массив Нангапарбат) эта величина в полтора раза больше. Таяние свободной от морены поверхности льда на ледниковых языках до 10—12 м/год. Главная роль в таянии снега и льда принадлежит солнечной радиации. По температурному состоянию большинство ледников относится к холодному типу, имея во всей толще отрицательные температуры, но крупные ледники, спускающиеся в зону интенсивного таяния, принадлежат к смешанному типу — верхние части ледников холодные, а их концы теплые. Скорости движения льда измеряются десятками метров в год, и только на крутых ледопадах они увеличиваются до сотен метров в год. Языки большинства ледников покрыты слоем морены.

Концы многих ледников отступают почти непрерывно с конца прошлого и начала нашего столетия. С 1850 по 1960 г. концы 112 изучавшихся ледников Гималаев и Трансгималаев в целом отступали, хотя в Трансгималаях наблюдалось наступание ледников в период 1890—1920 гг., что связывается с усилением муссонов и увеличением осадков в Индии. Более подвержены отступанию концы ледников малых и средних размеров (до 30 км^2). Скорость отступания таких ледников доходила до 40 м/год [*Mayewski et al.* 1980]. Гляциологическая экспедиция в Непале в 1970—1978 гг. проводила измерения колебаний 14 ледников: 6 из них отступали, 5 были стационарны и 3 продвинулись [*Fushimi et al.* 1979]. Ледник Ганготри с 1932 по 1967 г. отступил на 600 м [*Tewari.* 1971]. 90% ледников на южном склоне массива Джомолунгмы отступили между съемками 1955—1963 и 1974—1976 гг. [*Wang Li Lun.* 1973]. История колебаний конца *ледника Шункальпа (Ралам)* прослежена с 1886 по 1957 г. За 71 год ледник отступил на 520 м, причем за первые 20 лет

скорость отступания была примерно вдвое больше, чем за последующие 50 лет. Ледник Пиндари в Центральных Гималаях между 1847 и 1906 гг. отступил на 1600 м, а с 1906 по 1958 г. еще на 1040 м. Отступания концов ледников сопровождались понижением их поверхности, доходящим местами до 60 м. Ледник Сонапани, отступивший с 1906 по 1957 г. на 900 м, только за счет сокращения объема своего языка потерял 142 млн т льда [*Kurien, Munshi*. 1962].

Глава 6

МАЛАЯ АЗИЯ

В Малой Азии ледники встречаются на территории Турции на наиболее высоких вершинах Понтийских гор: Качкар (3937 м), Верченик (3711 м), Каврон (3800 м) и Хунхут (3560 м), в горах Хакяри к югу от оз. Ван (горные массивы Джило, 4168 м, и Самди, 3811 м), на влк. Сюпхан (4434 м) к северу от оз. Ван и на горных вершинах Тавра: на влк. Эрджияс (3916 м), в горном массиве Аладаг (3734 м) и в горной цепи Лолут (3840 м). Несет на себе снежную шапку и ледники высшая точка Армянского нагорья — г. Бол. Арарат (5165 м).

К л и м а т районов современного оледенения на территории Турции и Ирана средиземноморский с засушливым летом и холодными зимними штормами. Бо́льшая часть осадков в горах выпадает зимой в виде снега, приносимого холодными фронтами и циклонами, что и поддерживает существование ледников на больших высотах и в особо благоприятных условиях рельефа. Однако с конца прошлого столетия климат становится суше, и ледники с тех пор сократились по площади почти вдвое.

На г. Качкар известно 5 ледников: *Большой, Средний* и *Малый Качкарские* и два безымянных. Большой Качкарский ледник имеет язык длиной около 1,5 км. В прошлом он сливался со Средним Качкарским ледником. Малый Качкарский ледник оканчивается на высоте 3300 м. По соседству от него в цирке расположен ледник длиной около 1 км, оканчивающийся на 2760 м. О пятом леднике есть лишь упоминание. К северу от г. Качкар, на прилегающей горной цепи, обнаружено еще несколько ледников. Один из них начинался на высоте 3640 м и оканчивался на 3460 м. Снеговая линия в этом районе была на северном склоне на высоте 3350 м, на южном — 3500 — 3600 м [*Klebelsberg*. 1948]. По одному небольшому леднику есть на г. Верченик и г. Хунут. На вершине Карагёль (3107 м), расположенной на 39°42′ с. ш., 41°13′ в. д.,встречаются многочисленные пятна снега и льда в цирках северного склона на высотах 2850 — 2950 м. Самые крупные из них не больше 0,02 км². Во всех перечисленных очагах оледенения есть признаки отступания концов ледников с конца прошлого и начала нашего столетия.

Горный **массив Джило** и прилегающий к нему **массив Самди** — основные очаги современного оледенения на территории Турции. На северных склонах гребней массива Джило насчитывается более 20 ледников и 8 или 9 ледников — на массиве Самди. Концы ледников спускаются до 2600 — 3150 м, их высшие точки расположены на высотах от 3500 до 3900 м, а высота снеговой линии колеблется от 3250 до 3400 м. Со второй половины прошлого столетия и особенно с 30-х годов XX столетия ледники отступают.

Небольшой ледник есть на вулканическом пике Сюпхан.

На **влк. Эрджияс** в горах Тавра снеговая линия проходит на высотах 3500 — 3700 м. На его северо-западном склоне лежит один из самых известных ледников Турции. Впервые он наблюдался и был сфотографирован в 1902 г. Тогда он имел длину 550 м, площадь 0,15 км², толщину до 50 м. Конец ледника лежал на высоте 3380 м. С 1902 по 1952 г. он отступил на 150 м. В 1962 г. снеговая линия на северном склоне поднялась до 3800 м, а на южном — выше вершины пика. Если тенденция эволюции климата не изменится, ледник скоро полностью исчезнет.

На северных склонах горного **массива Аладаг** и гор Лолут в 1928 г. было несколько небольших фирновых полей и мелких ледников.

На **г. Бол. Арарат** ледники были обнаружены в середине прошлого столетия.

Вершина имела снежную шапку; 10 или 11 висячих ледников длиной от 1 до 1,5 км спускались из главного, заполненного льдом кратера до 3800 — 3900 м. Площадь оледенения оценивалась в 102 км². По измерениям, произведенным в 1956 г., площадь оледенения г. Арарат составляла всего от 10 до 13 км². В одной из долин был обнаружен возрожденный ледник длиной около 3,5 км, питаемый висячими ледниками. Он состоял из брекчий грязного льда и имел на конце, спускавшемся на 1430 м ниже снеговой линии, толщину около 50 м. В 1930 г. главный ледник г. Арарат был длиной 2 км, снеговая линия лежала на высоте 4316 м. Весь сток от таяния ледников г. Арарат впитывается пористыми грунтами его склонов раньше, чем достигнет подножия горы.

На территории Ирана основным районом современного оледенения является горная система Эльбурса, опоясывающая южный берег Каспийского моря. На северо-западном склоне высшей точки Эльбурса и всего Ирана — г. Демавенд (5604 м) расположен ледник площадью около 2 км². Поверхность ледника чистая, покрыта щеткой кающихся. На южных склонах на высотах 4600 — 4900 м распространены многочисленные фирновые поля, также покрытые кающимися, что свидетельствует о холодном сухом климате на этих высотах и о ведущей роли испарения в абляции снега и льда.

В массиве Аламкух (4840 м), а также и в системе Эльбурса есть несколько ледников. Главный из них имеет около 7 км в длину, примерно две трети его сильно заморенены.

Ледник питается главным образом лавинами. Начало ледник берет в цирке на высоте 4200 м, оканчивается на высоте 3710 м.

Несколько небольших ледников есть на хребтах и пиках Эльбурса к северо-западу от Тегерана. Самый крупный из них — *ледник Северо-Западный* имеет длину около 3 км. Снеговая линия проходит на высоте около 4000 м, ледники оканчиваются на высоте около 3600 м. О существовании небольших ледников в Иране на северных склонах гор на 32°25′ с. ш. и 50° в. д. сообщал Дезио [*Desio*. 1963]. Высота снеговой линии здесь примерно 4000 — 4100 м. В настоящее время общая площадь ледников не превышает в Малой Азии 30 км².

[*Horvath*. 1975; *Kurter, Sungur*. 1980].

Глава 1

ИСЛАНДИЯ

Остров Исландия (пл. 103 000 км^2) лежит в северной части Атлантического океана непосредственно к югу от полярного круга. Наиболее выдающейся особенностью природы Исландии является уникальное сочетание обширного современного оледенения с активной вулканической деятельностью. Говоря об Исландии, невозможно представить одно без другого. Здесь сталкиваются и противоборствуют поистине в титанических масштабах и лед и пламень.

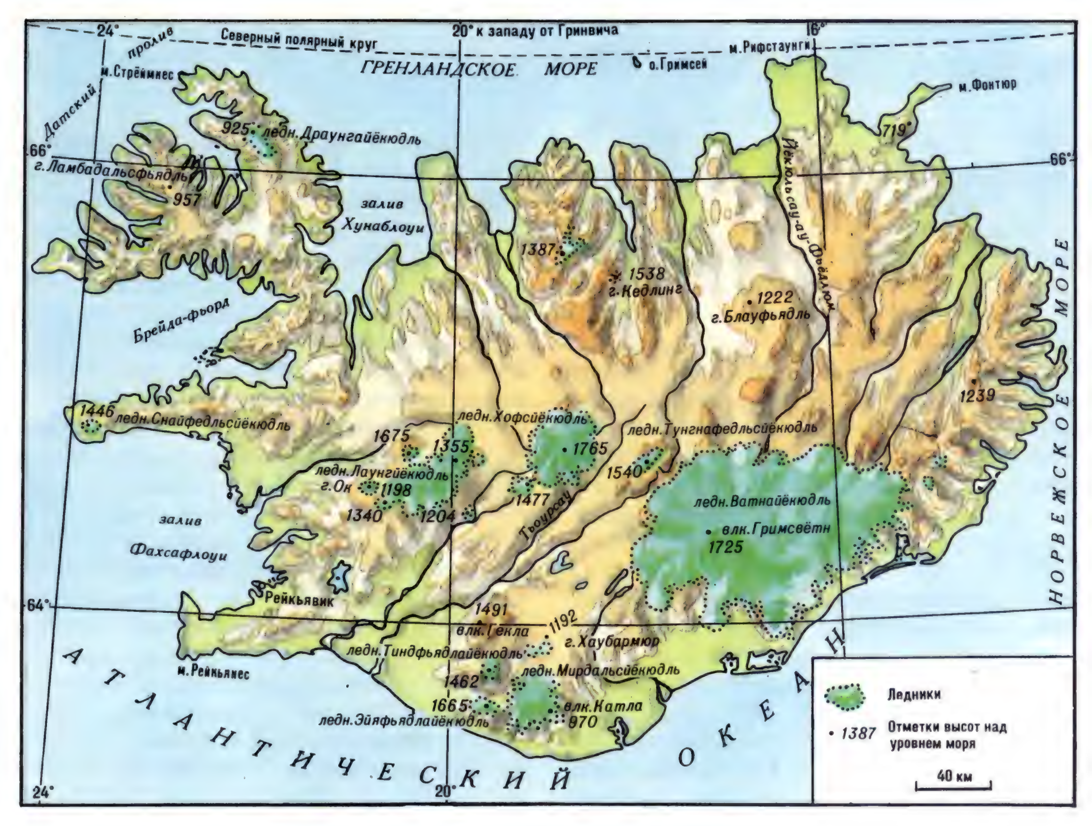
В геологическом отношении Исландия — это сводовое поднятие обломка палеозойской платформы на стыке подводного хр. Рейкьянес с Фарерско-Исландским и Гренландско-Исландским порогами, перекрытое мощной толщей (до 10 км) базальтов палеогенового возраста. В средней части остров рассечен двумя рифтами, протянувшимися более чем на 400 км с юго-запада на северо-восток.

В рифтовой зоне шириной до 100 км более 200 молодых вулканов, из которых 40 извергалось после заселения острова (конец IX в.), выбросив на поверхность около 40 км^3 лав и пирокластов, образовавших обширные лавовые поля.

Широкую известность получило извержение влк. Гекла в 1947 г., когда из трех кратеров на его склоне вылилось огромное количество лавы, а вулканический пепел засыпал бо́льшую часть южных пастбищ острова и близлежащих ледниковых куполов, что существенно отразилось на их режиме. При извержении в 1783 г. влк. Лаки, расположенного в 15 км от юго-западного края ледникового купола Ватнайёкюдль, излилось 12 км^3 базальтовой лавы, покрывшей территорию в 56 км^2; вулканический пепел засыпал больше половины острова и поверхность крупнейшего ледникового купола Исландии — Ватнайёкюдль; погибла пятая часть населения и три четверти домашнего скота [*Bird*. 1955]. Преобладающими типами исландских вулканов являются щитовые и трещинные. Многие из них извергались в подледных условиях, вызывая бурное таяние льда и катастрофические водногрязевые паводки (йокульхлаупы) с расходами до нескольких тысяч м^3/с, наносившие большой ущерб населению острова. Основные центры современных подледных извержений — район влк. Гримсвётн в западной части ледникового купола Ватнайёкюдль и район влк. Катла в юго-юго-восточной части ледникового купола Мирдальсйёкюдль.

Основу рельефа острова составляет неровное лавовое плато, поднимающееся на 500 — 900 м над ур. м., края которого изрезаны глубокими фьордами и расчленены на ряд массивов широкими тектоническими долинами. Над его общей поверхностью возвышаются до 1300 — 2120 м вулканические конусы, гребни и плато второго яруса, увенчанные ледниковыми куполами и шапками. Равнины занимают сравнительно узкую прибрежную полосу, главным образом на юге; их общая площадь составляет всего 7% площади острова. Большинство рек Исландии начинается с ледников. Они изобилуют порогами и водопадами и не пригодны для судоходства. В Исландии много озер, в том числе и приледниковых, периодические прорывы которых вызывают мощные водно-грязевые паводки, заливающие прибрежные равнины.

Климат Исландии субарктический морской со сравнительно мягкой сырой зимой и прохладным пасмурным летом. В приморской полосе средняя температура самого холодного месяца колеблется от −3 до +2°, самого теплого — от +7 до +12°. Во внутренних районах климат холоднее и континентальнее: средняя температура самого холодного месяца — от −5 до −15°, самого теплого — до +10,5°. В целом климат Исландии мягче, чем можно было бы ожидать по ее приполярному положению и значительной высоте гор и плато внутренних районов, — сказывается отепляющее влияние течения Ирмингера (западное ответвление Северо-Атлантического течения), омывающего южное побережье Исландии. Более суровые температурные условия на северном побережье связаны с холодным Восточно-Исландским течением, приносящим к берегам острова дрейфующие льды из Северного

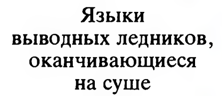


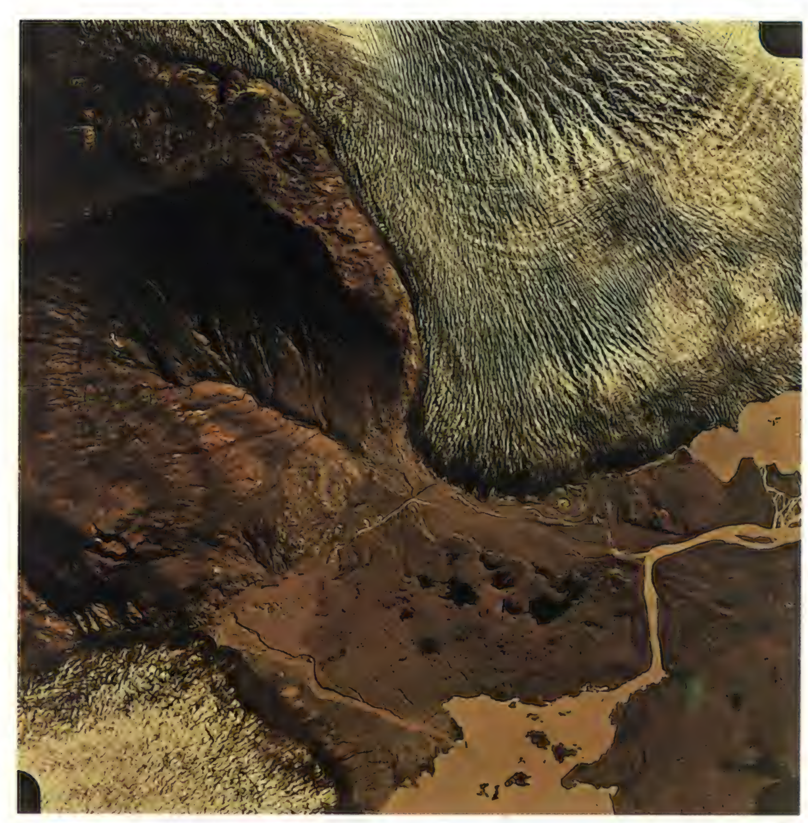
Оледенение Исландии. Составила Г. Б. Осипова

Ледовитого океана. Осадков выпадает очень много, особенно на юге и юго-западе, где их годовое количество достигает 1000 — 1500 мм на прибрежных равнинах и более 2000 — 3000 мм на ледниковых куполах. Это связано с вторжениями теплого и влажного атлантического воздуха по Исландско-Карской барической депрессии. На севере и северо-западе острова количество атмосферных осадков снижается до 400 — 500 мм в год. Во все времена года часты туманы и возможны снегопады. Высота снеговой линии в различных частях острова колеблется от 900 до 1400 м, и только на самом северном ледниковом куполе Дрангаиёкюдль она проходит на высотах 500 — 600 м.

Ледники в Исландии занимают 11 785 км^2, или около 11,4% всей территории острова. Преобладающим типом оледенения являются ледниковые купола, покрывающие высокие вулканические плато и вершины, и спускающиеся с них выводные ледники. Многие выводные ледники достигают прибрежных равнин, но ни один из них не спускается в море и не продуцирует айсбергов. Наиболее крупные ледниковые купола: Ватнайёкюдль (8538 км^2), Лаунгиёкюдль (1022 км^2), Хофсйёкюдль (996 км^2), Мирдальсйёкюдль (701 км^2), Дрангайёкюдль (199 км^2), Тунгнафельдсйёкюдль (50 км^2). Кроме того, около десятка мелких ледяных куполов и ледниковых шапок покрывает вулканические вершины в разных частях острова. Долинные и каровые ледники редки, за исключением северной части острова между заливами Скага-фьорд и Эйяфьорд, где их образованию способствует глубоко расчлененный горный рельеф.

Большинство ледниковых куполов Исландии имеет сравнительно небольшую толщину, и на их форму и рельеф ледниковой поверхности существенно влияет подледная топография. Ледниковые купола Исландии отличаются высокой энергией оледенения, а стекающие с них выводные ледники — большими скоростями движения льда, нередко превышающими 1000 м/год. Высокая активность исландских ледников обусловлена очень большой аккумуляцией снега в области питания (до 250 — 300 г/см^2 в год) и такой же или еще более значительной аб-





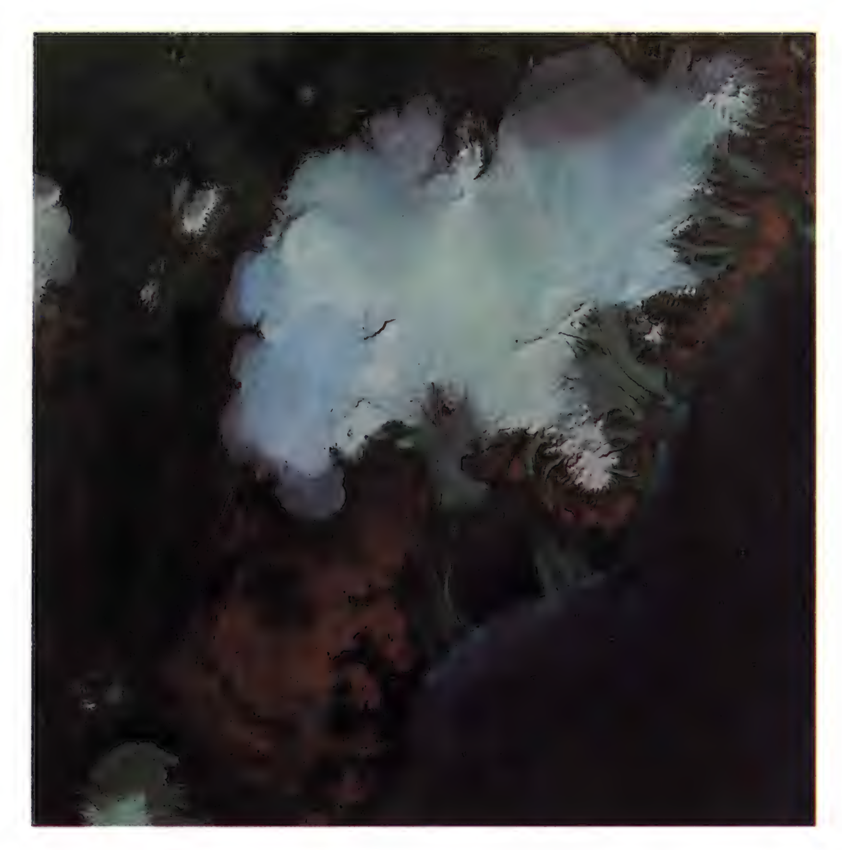
Языки выводных ледников, оканчивающиеся на суше

ляцией (местами более 1000 г/см^2 в год) — в области расхода.

Ниже дается описание наиболее крупных и лучше изученных ледниковых куполов Исландии.

Ватнайёкюдль — крупнейший ледниковый купол Исландии и Европы, на него приходится 72% общей площади оледенения острова. Объем — 3520 км^3, максимальная толщина льда 1036 м. Купол расположен на обширном вулканическом поднятии, имеющем высоту от 650 до 1000 м. Восточная часть этого поднятия представляет собой базальтовое плато, где активная вулканическая деятельность уже прекратилась. В западной части ледниковый купол перекрывает молодую рифтовую зону с более сложной подледной топографией и действующими подледными вулканами. Наиболее крупным и широко известным подледным вулканом в этой зоне является влк. Гримсвётн (1725 м над ур. м.), извержения которого происходят с интервалами от 4 до 10 лет и сопровождаются мощными выбросами воды, скапливающейся в кальдере вулкана. О масштабах этого явления можно судить по извержению Гримсвётна в марте 1934 г., когда столб пепла и пара поднялся на высоту до 13 км, а из-под ледника вырвался поток грязной воды с расходами до 45 тыс. м^3/с, увлекавший глыбы льда с трехэтажный дом. Приледниковая равнина площадью почти 1000 км^2 была затоплена [*Thorarinsson*. 1953]. Активные подледные вулканы и выходы горячих источников известны и в других местах западной части ледникового купола.

Рельеф поверхности ледникового купола в сглаженном виде повторяет крупные элементы подледной топографии. Центральная часть купола — это обширное плато с высотами от 1500 до 2000 м на северо-западе и от 1400 до 1500 м на востоке. Между истоками ледников Брейдамеркурйёкюдль (южный склон) и Бруарйёкюдль (северный склон) протягивается широкая плоская депрессия (перевальная отметка 1250 м), которую исландцы используют для проезда на рыбную ловлю с южного побережья



Ледниковый купол Ватнайёкюдль. Снимок из космоса

острова на северное побережье.

Вдоль южного и восточного краев ледникового купола расположено много ковшеобразных депрессий, которые собирают лед и питают выводные ледники. Крупнейшие выводные ледники Ватнайёкюдля, стекающие на юг, — это *Скейдарарйёкюдль* (1722 км^2), *Брейдамеркурйёкюдль* (1266 км^2), *Хейнавергсйёкюдль* (274 км^2), *Флаайёкюдль* (245 км^2), *Хаффельсйёкюдль* (313 км^2). Их стволы имеют форму длинных ледниковых языков, простирающихся от центрального плато до береговой равнины, а концы растекаются в широкие предгорные лопасти округлых очертаний. Длина фронта крупнейших из них достигает 30 км. По данным сейсмического зондирования, предгорная луковица ледника Брейдамеркурйёкюдль имеет толщину 470 м, а ее основание расположено ниже уровня моря. Тыловая часть выводного ледника лежит на сравнительно плоской поверхности на высоте 800 — 900 м над ур. м. Средняя толщина здесь 500—700 м, а экстремальные значения из измеренных — 1014 и 306 м. Между указанными выше крупными выводными ледниками расположены многочисленные языки льда, сходные по морфологии с типичными долинными ледниками. Подобные языки льда выдвигаются также за пределы восточного склона Ватнайёкюдля.

На севере и западе край ледникового купола лежит на сравнительно ровном основании. Ледники здесь короче, их концы имеют форму широких выпуклых лбов. Оканчиваются они на плато, на высоте 600 — 800 м над ур. м. Крупнейший из них *Бруарйёкюдль*.

Ватнайёкюдль отличается высокой энергией оледенения, что выражается в большой аккумуляции снега свыше фирновой линии (до 250—350 г/см^2 в год), в интенсивном таянии льда ниже этой линии (до 1000—1200 г/см^2 в год) и, как следствие этого, в быстром движении льда из области накопления в область расхода. Скорость движения льда в средних частях выводных ледников достигает 500—1700 м/год. Фирновая линия делит ледниковый купол на область аккумуляции и область абляции в отношении 1,7:1,0 (ледниковый коэффициент купола 1,7). На южной стороне купола, где процессы массообмена ледника протекают особенно интенсивно, фирновая линия проходит невысоко (800—1100 м) — сказывается вли-

яние Исландско-Карской барической депрессии, по которой в Исландию проникают влагонесущие атлантические циклоны, а также теплого течения Ирмингера. На северной стороне Ватнайёкюдля фирновая линия лежит выше, чем на южной, скорость аккумуляции и абляции меньше. Соответственно уменьшаются и скорости движения ледников. По температурному состоянию Ватнайёкюдль относится к классу изотермических ледников, в которых температура фирна и льда во всей их толще близка к точке таяния. Основной тип льдообразования — теплый инфильтрационный. Наблюдения за режимом ледника свидетельствуют об отрицательном балансе массы ледникового купола за последние полвека, что привело к отступанию его края и уменьшению толщины льда.

Лаунгйёкюдль (1022 км^2) расположен в горном массиве с высотами до 1300—1450 м на западе внутренней Исландии. Основная масса льда заполняет широкую долину, протянувшуюся почти на 75 км с северо-запада на юго-запад. Ледниковые купола, подпитывающие этот своеобразный ледник, расположены на 100 — 250 м выше его поверхности. Фирновая линия проходит на высоте около 1170 м. На окружающих главный ледник вершинах есть несколько небольших обособленных ледниковых куполов. На протяжении нескольких последних десятилетий Лаунгйёкюдль отступает.

Хофсйёкюдль (996 км^2) — ледниковый купол классической формы в центре Исландии. Высшая точка купола 1765 м. Фирновая линия проходит на высоте около 1300 м. В настоящее время край купола и концы выводных ледников отступают, за исключением ледника Мулайёкюдль, который в 1965 — 1966 гг. продвинулся на 71 м.

Мирдальсйёкюдль (701 км^2) — самый южный ледниковый купол Исландии, поднимается до 1450 — 1666 м. Южный край купола перекрывает действующий вулкан Катла, периодические извержения которого вызывают бурное таяние льда и разрушительные наводнения на прилегающих равнинах. Так, при извержении этого вулкана в 1918 г. расходы воды в потоке достигали 400 тыс. м^3/с. Эти потоки выносят огромное количество перемытых пирокластов и отлагают их на прилегающей равнине в виде зандровых полей, засыпая возделываемые земли и пастбища.

Драунгайёкюдль (199 км^2) — ледниковый купол на п-ове Вестфьорд, самый северный в Исландии. Высшая точка купола 925 м над ур. м. Три главных выводных ледника спускаются с купола в долины — *Калдалон, Лейруфьярдар* и *Рейкьяфьярдар*. Два последних являются, по-видимому, пульсирующими. Их концы продвигались в 30-е годы нашего столетия, но с 40-х и до конца 60-х наблюдалось непрерывное отступание всего ледникового купола.

Кроме этого купола на п-ове многочисленные нишевые и около 10 каровых ледников лежат на высотах 600 — 700 м.

Снайфедльсйёкюдль (22 км^2) — типичный представитель ледниковых шапок вулканических конусов. Он покрывает вершину одноименного вулкана на западной оконечности п-ова Снайфедльснес. Высота вулкана 1446 м. В 1930 г. фирновая линия проходила на высотах от 800 м на восточном до 950 — 1070 м на южном и западном склонах. В последующие годы высота фирновой линии увеличивалась, а ледяные языки и лопасти, спускающиеся от вершинного купола, непрерывно отступали.

Другие ледниковые купола и отдельные ледники Исландии ни по морфологии, ни по режиму не имеют существенных отличий от описанных выше, за исключением пульсирующих.

Исландия расположена в центре действия основных атмосферных циркуляций и может служить ключевым объектом для выяснения связи колебаний режима ледников с колебаниями климата. Режим ледников Исландии и колебания их размеров в неогляциале известны лучше, чем в любом другом районе современного оледенения. Этому способствовали два основных обстоятельства. Первое — вулканические извержения, второе — большое значение исландских ледников в жизни населения острова. Обширные хронологические сведения получены при синхронизации датированных слоев вулканического пепла в геологических разрезах с конечно-моренными

образованиями. За историческое время накопилось много документальных свидетельств о колебаниях концов ледников, о подледных извержениях вулканов и связанных с ними катастрофических наводнениях, а на протяжении последних полутора столетий ведутся прямые наблюдения за колебаниями и режимом исландских ледников. Все это позволило выделить на протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории два периода значительного разрастания ледников, разделенных периодом с относительно более теплым климатом, когда ледники отступали и были меньше современных как по площади, так и по толщине.

Первый период наступания исландских ледников, когда они достигали максимального распространения, относится к 650 — 950 гг. до н. э.; второй — к XVIII — XIX вв. н. э. Самое обширное нашествие ледников за этот второй период было в 1712 — 1760 гг., когда многие поселки, поля и фермы жителей были погребены под наступавшими ледниками как на севере, так и на юге острова. Так, выводные ледники Драунгайёкюдля-Рейкьяфьордур и Таральятурфьордур сильно продвинулись в это время (последний достиг головы фьорда), разрушили поселения, уничтожили пастбища и поля на обширной территории. Выводной ледник Калдалон, спускающийся с того же купола, разрушил в 1740 г. две фермы. На юге острова выводной ледник с Ватнайёкюдля Брейдамеркюрйёкюдль продвигался в 1712 г. Он разрушил дорогу, ферму и перекрыл возделываемые земли на значительной площади. Соседний выводной ледник, Хейнабергсйёкюдль, также наступал и опустошил прилегающие поля, оставив после себя только песок и глину. Менее значительные наступания ледников были между 1810 и 1820 гг., а также около 1890 г.

С конца прошлого столетия началось отступание ледников, продолжавшееся до 30-х годов нашего века, когда оно, по мнению некоторых исследователей, стало «катастрофическим». Так, ледниковый купол Хофсйёкюдль в центре острова с 1890 по 1936 г. потерял около трети своего объема. Концы многих выводных ледников отступили за это время на расстояние от 900 до 3000 м. Из-подо льда стали появляться фермы и участки земли, возделывавшиеся в период Свободного Исландского государства (870 — 1264 гг.), которые были закрыты ледниками в первой половине XVIII в.

В пятидесятые годы отступание исландских ледников замедлилось, но не прекратилось. Было установлено, что в 1953 г. из 27 находившихся под наблюдением ледников 74% продолжали отступать, 4% были стационарны и 22% наступали [*Thorarinsson*. 1969]. Однако эта статистика не дает полного представления об истинном положении вещей, так как наступание или отступание концов ледников может быть связано не только с изменением климата, но и с другими явлениями. В частности, с ледниковыми пульсациями, когда масса льда в ледниковой системе остается неизменной, а конец ледникового языка продвигается, а также с воздействием на ледники вулканической деятельности.

Периодические подвижки выводных ледников, дренирующих ледниковые купола Исландии, играют огромную роль в их динамике и режиме. Такие подвижки известны на ледниковых куполах Ватнайёкюдль, Ховсйёкюдль, Лангайёкюдль и Драунгайёкюдль. История некоторых из них восстановлена до начала XVIII в. Важно отметить, что продвижения концов пульсирующих ледников происходили не только в периоды общего разрастания оледенения, но и в периоды его сокращения. Так, в 1931 — 1960 гг. деградация оледенения Исландии, обусловленная климатическими причинами, продолжалась. Однако в этот же период концы ряда выводных ледников быстро продвигались. Выводные ледники с ледникового купола Драунгайёкюдль — Лейруфьордур и Калдалон — продвинулись на 1540 и 750 м соответственно; первый — между 1939 и 1942 гг., второй — в 1934 — 1936 гг. Предыдущее продвижение этих ледников отмечалось в период между 1837 и 1847 гг., когда климатические условия были более суровыми и ледники Исландии испытывали общее наступание [*Eythorsson*. 1963].

На ледниковом куполе Ватнайёкюдль

в разное время в ледниковых подвижках принимало участие до 40% общей площади купола. Известны подвижки ледников Сидуйёкюдль, Скафтарйёкюдль, Тунгнарйёкюдль, Дингьйёкюдль и др., при которых в подвижку каждый раз вовлекалось от 450 до 700 км² площади купола.

Особенно грандиозными были подвижки выводного ледника Бруарйёкюдль, когда фронт ледника протяженностью 45 км за несколько месяцев продвигался на 8 — 10 км, а в подвижке участвовало до 700 км³ льда на площади 1400 км². Эти подвижки периодически повторялись с интервалами от 73 до 105 лет: в 1625, 1720, 1810, 1889 — 1890 и в 1963 —1964 гг. Последние две подвижки ледника наблюдались учеными и детально описаны. Во время подвижки 1963 — 1964 гг. события развивались следующим образом. После подвижки 1890 г. к 1963 г. фронт ледника отступил на 10 — 11 км. Его поверхность зимой и весной 1963 г. была ровной и доступной для передвижения. Со второй половины августа и в течение всей осени расход воды в Йёкюльсау-ау-Бру, вытекающей из ледника, был больше обычного, и вода в реке стала мутной. Близ фронта поверхность ледника сильно вздулась и покрылась многочисленными трещинами, хотя его положение еще не изменилось. В селениях, расположенных в 50 км к северу, всю осень был слышен гул и грохот разламывающегося ледника. К середине ноября фронт ледника, разбитый глубокими трещинами, возвышался над приледниковой равниной на 20 — 50 м, продвинувшись от первоначального положения на 2 — 3 км. Весь ледниковый язык был покрыт густой сетью огромных трещин. В январе 1964 г. продвижение фронта ледника продолжалось со средней скоростью 1 м/час. Ледник двигался толчками, земля вздрагивала, слышались треск и гул. Ледник не толкал перед собой никакой морены, лишь небольшие валы смятого снега высотой 2 — 3 м виднелись у подножия 50-метровой стены льда. Максимальное продвижение фронта ледника за 3 месяца подвижки составило 8 км, а средняя скорость — 90 м/сут. Максимальная скорость движения льда была не менее 120 м/сут. Аналогично развивались события и во время предыдущей подвижки 1889 — 1890 гг., с тем лишь отличием, что тогда ледник продвинулся на 10 км от начального положения и толкал перед продвигавшимся фронтом большую массу моренного и лёссового материала, образуя высокую морену напора со складками и надвигами.

Показательно, что подвижка 1963 — 1964 гг. совпала с периодом общей деградации ледников Исландии, а подвижка 1889 — 1890 гг. — с периодом их общего наступания. Отсюда можно заключить, что подвижки пульсирующих ледников не могут служить прямым указанием на колебания климатических условий, хотя масштабы подвижек связаны с этими колебаниями. Также нет оснований связывать подвижки ледника Бруарйёкюдль с вулканическими извержениями и землетрясениями — ледник этот находится в сейсмически наиболее спокойной части Исландии, и ни одна из его подвижек не совпала по времени с активизацией эндогенных процессов. Известный исследователь ледников Исландии С. Тораринссон считает, что крупные ледниковые подвижки оказывают отрицательное воздействие на баланс ледника, так как переносят большие массы льда на более низкие гипсометрические уровни, где интенсивнее происходят процессы абляции [*Thorarinsson*. 1969].

Й о к у л ь х л а у п ы — катастрофические наводнения на реках, питаемых ледниками, связанные с подледными извержениями вулканов, — одно из уникальных явлений природы Исландии, отражающее взаимодействие оледенения с вулканической деятельностью. Самым грандиозным и ярким примером могут служить периодические прорывы подледного озера, расположенного в кальдере действующего влк. Гримсвётн. Площадь озера 35 — 45 км² при глубине до 500 м, а водосборного бассейна, питающего озеро, около 300 км². 75% талой воды дает таяние льда снизу под воздействием вулканического тепла, а 25% — поверхностная абляция.

Механизм формирования йокульхлаупа по современным представлениям следующий: после очередного йокульхлаупа на протяжении интервала вре-

мени в 5 — 10 лет происходит постепенное наполнение озера до тех пор, пока его уровень не поднимется примерно на 100 м и возросший гидростатический напор не приподнимет ледниковый покров над подледным гребнем кальдеры. По образовавшейся щели между льдом и скальным основанием вода из озера устремляется в подледную долину, занятую ледником Скейдарарйёкюдль, прокладывая в нем и под ним тоннели длиной около 50 км. Мощные потоки воды и грязи с суммарными расходами до 40 — 50 тыс. м^3/с вырываются из-под ледника, увлекая гигантские глыбы льда. Почти вся равнина между ледником и берегом моря на площади около 1000 км^2 оказывается затопленной. Из озера за считанные часы выплескивается 10 — 15 км^3 воды, его уровень понижается на 100 м. Соответственно уменьшается давление на дно кальдеры, что стимулирует извержение вулкана — из жерла вырывается столб пара и пепла на высоту до 10 км и более, таяние льда резко усиливается, и йокульхлауп достигает своей кульминации. Поэтому и кажется, что и прорыв озера, и извержение вулкана происходят одновременно. В действительности же первое предшествует второму.

После того как уровень озера понизится и не сможет уже удерживать ледниковый покров «на плаву», щель между льдом и скалистым ложем на краю кальдеры смыкается, и сток воды из озера прекращается. Озеро вновь начинает наполняться до тех пор, пока снова не достигнет критического уровня и не вызовет новый йокульхлауп. За период с 1861 по 1964 г. йокульхлаупы из оз. Гримсвётн повторялись 14 раз. Большинство из них сопровождалось извержением вулкана. В последние десятилетия йокульхлаупы стали более частыми, но менее мощными, что можно объяснить уменьшением толщины льда над озером вследствие общей деградации оледенения. Для того чтобы лед всплыл над подледным гребнем кальдеры, не требуется уже такого большого повышения уровня озера, как прежде. Уменьшается и время накопления воды в озере до критического уровня, и масса воды, выливающейся из озера во время йокульхлаупа.

Специалисты считают, что йокульхлаупов с Гримсвётна можно вообще избежать, если непрерывно откачивать из озера 20 м^3/с воды или соорудить дренажный канал через подледный гребень кальдеры [*Thorarinsson*. 1953b; *Bjornsson*. 1974].

[*Thorarinsson*. 1958; *Kasser*. 1967; *Denton*. 1975a; *Bjornsson*. 1979].

Глава 2

ШПИЦБЕРГЕН И ЯН-МАЙЕН

Шпицберген (Свальбард) — архипелаг в Северном Ледовитом океане (76°29′ — 80°49′ с. ш., 10°28′ — 33°37′ в. д.). В его состав входят о-ва: Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля, Эдж, Баренца, Земля Принца Карла, Стурёйа, Белый и много мелких. Общая площадь архипелага по разным источникам от 61 до 65 тыс. км^2.

Шпицберген, особенно Западный Шпицберген, — страна по преимуществу горная. Хотя горы невысоки (высшая точка — г. Ньютон, 1717 м), они сильно расчленены. Берега, особенно западные и северо-западные, изрезаны многочисленными, глубоко вдающимися в сушу фьордами, верховья которых заняты ледниками.

Острова архипелага сложены комплексом осадочных и изверженных пород от архея до кайнозоя. Есть следы четвертичной вулканической деятельности (фумаролы, горячие источники). Четвертичные отложения представлены моренными, флювиогляциальными и морскими осадками на террасах нескольких уровней, свидетельствующих о неотектоническом поднятии суши.

Шпицберген расположен в зоне взаимодействия Северо-Атлантического теплого течения с покрытым льдами Арктическим бассейном и в зоне устойчивого западно-восточного переноса воздушных масс вдоль Исландско-Карской ложбины пониженного давления. Прохождение циклонов южнее Шпицбергена приносит влажные воздушные массы к архипелагу с востока, а при движении циклонов непосредственно через архипелаг или к северу от него — с запада и

Горы, потонувшие во льдах. Шпицберген



Оледенение Шпицбергена

Граница оледенения на суше

Покровные ледниковые комплексы и выводные ледники

Суша, свободная от льда

•1717 Отметки высот над уровнем моря

Цифрами на карте обозначены ледники:

1. Бразвель 2. Франклин 3. Хохштеттер 4. Фрумен 5. Дуквиц 6. Хейса 7. Хорн 8. Васильева 9. Турелля 10. Наторста 11. Фритьоф 12. Фон Пост 13. Норденшельда 14. Нансена 15. Валенберг 16. Софстрём 17. Вост. Брёггер 18. Хинлопен

70 км

Области покровного оледенения

Области горного оледенения

Области горно-покровного оледенения

Суша, свободная от льда

юго-запада. В соответствии с основными направлениями движения влагонесущих воздушных потоков бóльшая часть атмосферных осадков выпадает в западной, южной и восточной частях архипелага на протяжении первых десятков километров от побережья. Количество осадков к центру архипелага, и особенно о-ва Западный Шпицберген, резко снижается. В том же направлении повышается средняя летняя температура воздуха.

Шпицберген — область интенсивного современного оледенения. Ледниками здесь занято 34 854 км^2, или 58% общей площади архипелага, а их общий объем 7540 км^3.

На Шпицбергене представлены почти все морфологические типы ледников, свойственные покровному, горно-покровному и горному оледенению. В различных частях архипелага, отличающихся характером рельефа, а также условиями питания и расхода ледников, доминирующая роль принадлежит той или иной из основных групп типов.

По характеру оледенения вся территория архипелага делится на 3 крупные области: покровного, горно-покровного и горного оледенения (см. карту).

К области покровного оледенения относится **Северо-Восточная Земля и о-ва Белый и Стурёйа.** Большая часть Северо-Восточной Земли занята ледниковыми куполами: Западное ледяное поле (пл. 2880 км^2, выс. до 600 — 700 м), Восточное и Южное ледяные поля, слившиеся в единый ледниковый щит общей площадью 7920 км^2 (из них Восточное ледяное поле занимает 5570 км^2 с высшей точкой ледяного купола 810 м, Южное ледяное поле — 2350 км^2, высота до 700 м над ур. м.), *ледниковые купола Вегафонна* (пл. 225 км^2, выс. 410 м) и *Глитнефонна* (пл. 290 км^2, выс. 480 м). Наибольшая толщина льда на Восточном ледяном поле 580 м, на Западном ледяном поле 375 м, на остальных ледниках не более 245 м. Общий объем льда на Северо-Восточной Земле около 3350 км^3, в том числе Восточное и Южное ледяные поля 2500 км^3, Западное ледяное поле 750 км^3, остальные ледниковые купола — около 100 км^3. Всего на Северо-Восточной Земле сосредоточено 44% общего объема льда архипелага.

Западное ледяное поле — типичный ледниковый купол со слабовыпуклой поверхностью, сглаженно повторяющей неровности подледного рельефа. С купола в разных направлениях стекают выводные ледники. На восток к безледной долине между Западным и Восточным ледяными полями стекает большой выводной *ледник Южный Рудбреен. Ледник Франклина* течет в противоположном направлении и продуцирует айсберги во фьорд Леди Франклин. Долины южной окраины ледяного поля служат путями стока льда в пролив Хинлопен (*ледник Имлебреен*) и во фьорд Валенберг (*ледники Санфорд и Эльтон*). Однако на большей своей части край купола оканчивается на суше.

Восточное и Южное ледяные поля имеют асимметричное строение — их наиболее высокая часть смещена на юго-восток и вытянута с северо-востока на юго-запад. Северо-западный край купола на большем своем протяжении оканчивается на суше, а северный, восточный, юго-восточный и южный спускаются в море ледяными обрывами, протягивающимися непрерывной стеной более чем на 200 км, — это самый длинный ледяной берег в северном полушарии. Крупнейший выводной ледник на западном склоне купола — *ледник Итон,* впадающий в главную вершину Валенберг-фьорда и оканчивающийся ледяным обрывом высотой 30 — 50 м. От конца ледника обламываются айсберги. Несколько выводных ледников стекает в Валенберг-фьорд с Южного ледяного поля и с куполов Вегафонна и Глитнефонна. Много крупных выводных ледников спускается с главного купола Восточного ледяного поля на север, восток и юг. От них и от оканчивающегося в море края ледяного купола обрушиваются многочисленные айсберги.

Климат Северо-Восточной Земли суровый. В центральной части Западного ледяного поля на высоте 600 м средняя температура за сезон аккумуляции составляет $-15{,}5°$, за сезон абляции $-0{,}3°$; на побережье пролива Хинлопен — соответственно $-14°$ и $+1{,}5°$. Период абляции продолжается немногим более двух месяцев — со второй половины июня по середину августа.

Уровень границы питания на ледниковых куполах Северо-Восточной Земли повышается с юга на север и с востока на запад в соответствии с изменениями интенсивности солнечной радиации и особенностями атмосферной циркуляции, приносящей осадки. Наиболее низкое положение — около 200 м над ур. м. — граница питания занимает на восточном склоне Восточного ледяного поля и на южных склонах Западного и Южного ледяных полей. В центральной части острова уровень границы питания поднимается до 300 м, а на севере — до 400 м.

Средняя годовая аккумуляция на высоте границы питания на севере Восточного ледяного поля составляет 25—40 г/см^2; в центральной части Восточного и Южного ледяных полей и на северо-востоке Западного ледяного поля — от 40 до 60 г/см^2; на юге Южного ледяного поля, на куполах Вегафонна и Глитнефонна и в средней части Западного ледяного поля — от 60 до 75 г/см^2, а в его южной части — от 75 до 100 г/см^2. Средняя аккумуляция на ледниках всей Северо-Восточной Земли около 60 г/см^2.

Основными типами льдообразования на ледниках Северо-Восточной Земли являются холодный фирновый и фирново-ледяной. Зона ледяного питания есть на всех ледниках, но она занимает небольшие площади при переходе к зоне абляции.

Абляция на ледниках Северо-Восточной Земли происходит на всех уровнях, хотя выше 700 м над ур. м. она ничтожно мала. По измерениям в 1958 г., на высоте между 400 и 700 м над ур. м. абляция изменялась от 1,2 до 9,6 г/см^2, на высотах от 100 до 400 м — от 25,6 до 79,5 г/см^2 и на уровне моря составляла 106,2 г/см^2 [*Schytt*. 1969]. Величина абляции, как и аккумуляции, от года к году сильно меняется. Предполагается, что баланс массы ледников Северо-Восточной Земли за 1900—1976 гг. был слабо отрицательным. За этот период по приближенным расчетам объем льда на Северо-Восточной Земле уменьшился на 2,8% [Гляциология Шпицбергена. 1985].

Колебания ледников Северо-Восточной Земли в XX в. происходили не одинаково. На Западном ледяном поле и на севере Восточного ледяного поля крупных изменений в положении края ледникового покрова не было, но восточный край последнего, от бухты Бьорнвика до мыса Дуары (*ледник Ли*), отступил на 2 км и сократился по площади на 17 км^2. Самые большие изменения произошли на южной окраине Южного ледяного поля, где в 1936 — 1938 гг. в результате быстрой подвижки часть склона ледникового купола сползла в море в виде широкой лопасти (до 30 км) на 21 км, образовав новый *ледниковый язык Бразвель* площадью около 500 км^2, толщиной 200 м и объемом около 100 км^3 [*Glen*. 1941; *Schytt*. 1969]. К 1957 г. фронт этого ледника отступил на 8 км, а площадь уменьшилась на 270 км^2. К 1970 г. произошло повторное продвижение фронта на 5 км и увеличение площади на 150 км^2, а к 1976 г. ледник вновь отступил, и его площадь уменьшилась на 100 км^2. Между бухтами Клери и Хартог ледяной берег за 1938 — 1976 гг. отступил на 4 км, потеряв 125 км^2 площади. В те же годы выводной ледник Итон отступил на 2 км, его площадь сократилась на 8,2 км^2. В целом по Восточному и Южному ледяным полям сокращение площади за 1938—1976 гг. составило 350 км^2 (3,2% первоначальной площади), а потеря льда — около 42 км^3 [Гляциология Шпицбергена. 1985].

О. Белый сплошь покрыт ледником площадью 235 км^2. Гляциологических наблюдений на нем не проводилось.

О. Стурёйа имеет ледниковый купол площадью 17 км^2 в юго-западной части острова, занимающий около половины его общей площади.

К области горно-покровного оледенения относятся **о-ва Земля Принца Карла, Баренца и Эдж и о. Западный Шпицберген** — крупнейший в архипелаге, со сложным, глубоко расчлененным рельефом, со значительными различиями условий и характера оледенения в краевых и внутренних частях. На периферии его преобладает оледенение горно-покровного типа с обширными фирновыми полями и крупными выводными ледниками; во внутренних районах развито горное оледенение. На острове выделяются три крупных района с преобладанием горно-покровного оледенения.



сто переходит через 0°. Ледники этого района известны давно и изучены лучше других, чему способствовала их доступность и близость к рудничным поселкам Ню-Олесунн (Норвегия) и Баренцбург (СССР). Их исследовали ученые многих стран. Ледники неоднократно картировались.

Район имеет типичный горно-ледниковый рельеф с чередованием острых пиков, хребтов и гребней с обширными высокоподнятыми платообразными поверхностями, занятыми снежно-ледяными полями, с которых в разных на-

Заполненная льдом межгорная долина. Остров Западный Шпицберген



Конец ледника в районе Баренцбурга

Северо-Западный район включает в себя Земли Альберта I, Оскара II, Хокона VII и Якова I. Этот район находится в зоне непосредственного влияния Западно-Шпицбергенского теплого течения и связанной с ним барической ложбины, определяющей пути движения циклонов, приносящих основную массу осадков на архипелаг с Гренландского моря. На уровне моря, в сезон аккумуляции выпадает 300—350 мм осадков, а в сезон абляции — 80—90 мм. На поверхностях ледниковых плато и в фирново-ледяной зоне областей питания выпадает до 800—1000 мм твердых осадков в год. Температура воздуха на уровне моря в период аккумуляции −7 — 8°, в период абляции — +3 — 4°. На ледяных плато в период абляции температура воздуха ча-

правлениях спускаются выводные ледники, многие из них достигают моря и продуцируют айсберги. Характерно асимметричное расположение ледников — ледники, обращенные на запад и юго-запад навстречу влагонесущим ветрам, крупнее и по длине и по площади, чем ледники подветренных склонов. Долинные ледники имеют обширные области питания, приуроченные к отрицательным формам рельефа, и заполняют пространства между горными гребнями и нунатаками. Широко распространены двускатные ледники, спускающиеся от общего ледораздела в противоположных направлениях. Центральное положение в районе занимают ледяные *плато Холтедаля, Изаксена, Левеншельда, Инфант, Лисбет* со стекающими с них вывод-

ными ледниками, двускатные *ледники Консвеген, Фритьоф, Хамберга* и др.

Средняя толщина ледников 150 — 200 м. Наибольшая толщина льда измерена на плато Холтедаля и равна 585 м. На некоторых выводных ледниках толщина льда достигает 300—500 м.

Общая площадь ледников Северо-Западного района 4314 км^2, объем льда в них около 1000 км^3.

Граница питания на ледниках южного и западного побережий проходит на высоте около 300 м. В глубь острова высота границы питания увеличивается до 500—600 м. Аккумуляция на ледниках южного и западного побережий составляет в среднем 125 — 150 г/см^2 в год, снижаясь в глубь острова до 75—60 г/см^2 в год. Величина аккумуляции зависит также от абсолютной высоты. По измерениям на *ледниках Ловен Средний* и *Брёггер Восточный* в 1931/32 г., аккумуляция на высоте 100 м составила 34—35 г/см^2, на высоте 250 м — 56 г/см^2 и на высоте 340—450 м — 80 — 86 г/см^2. На леднике Консвеген на высоте 640 м она была равна 99 г/см^2. На *леднике 14 Июля* на высотах 100, 300 и 940 м — соответственно 35, 82 и 119 г/см^2. На плато Изаксен (900 м над ур. м.) в 1931/32 г. аккумуляция составляла 112 г/см^2, а в 1966/67 г. — 99 г/см^2. В 1963/64 г. на *леднике Ловен Восточный* аккумуляция равнялась 45, 75 и 120 г/см^2 на высотах 100, 300—400 и 700 м соответственно [Гляциология Шпицбергена. 1985].

В связи со сравнительно мягкими температурными условиями на ледниках Северо-Западного района преобладают теплая фирновая и фирново-ледяная зоны льдообразования.

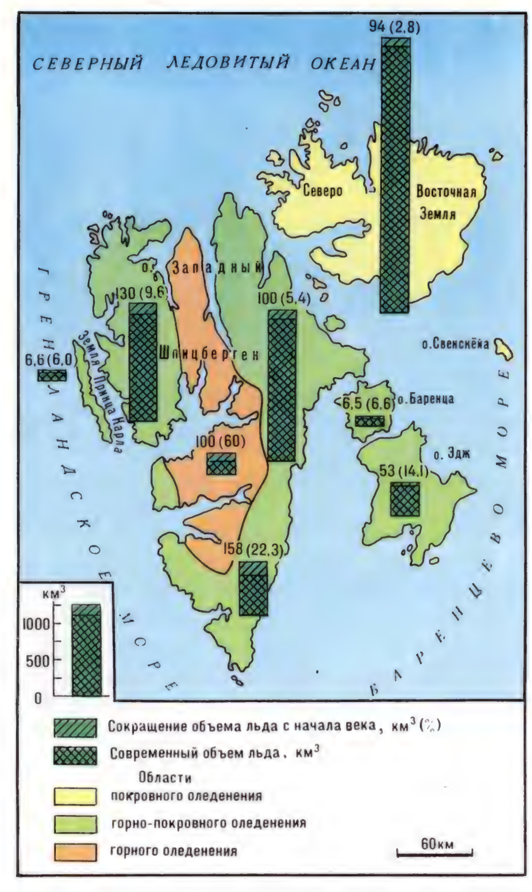
Абляция на ледниках Северо-Западного района изменяется от 30 — 40 г/см^2 в год в самых высоких частях фирновых бассейнов до 240 — 280 г/см^2 в год близ уровня моря. Летом 1934 г. на *леднике 14 Июля* абляция составила 14 г/см^2 на высоте 940 м, 78 г/см^2 — на высоте 600 м и 236 г/см^2 — на высоте 100 м. Баланс массы ледников охарактеризован в Прилож. № 4, табл. 1.

Баланс массы ледника 14 Июля в 1933/34 г. был равен −12 г/см^2 (аккумуляция 89 г/см^2, абляция 101 г/см^2); баланс массы *ледника Грёнфьорд Западный* в 1965/66 и 1966/67 гг. был отрицательным −33 и −34 г/см^2 (аккумуляция 85 и 108 г/см^2, абляция 118 и 142 г/см^2). Отрицательный баланс массы был зафиксирован и для других ледников.

За период с 1900 по 1976 г. объем льда ледников Северо-Западного района о. Западный Шпицберген сократился на 130 км^3, или на 9,6% от начального объема.

О. Земля Принца Карла — это узкая горная гряда с глубоко расчлененным рельефом высотой до 1100 м, протягивающаяся на 85 км с юга на север параллельно северо-западному побережью о. Западный Шпицберген, отделенная от него проливом Форланнсуннет. Питание ледники Земли Принца Карла получают с запада, но основная их масса расположена на восточных склонах хребта, образующего орографическую ось острова, так как господствующие западные ветры вызывают огромный метелевый перенос снега и концентрацию его в полых формах рельефа на восточном склоне в ветровой тени хребта. Из 109 км^2 общей площади оледенения острова 98 км^2 расположено на восточном склоне и только 11 км^2 — на западном. Преобладают каровые, долинные и предгорные ледники. Есть одна переметная система *ледников — Миллер-Фолл.* Самый большой *ледник — Бьюкенен Южный,* его площадь 23,7 км^2. С 1900 по 1976 г. оледенение острова сократилось более чем вдвое.

Южный район — это часть о. Западный Шпицберген к югу от Ван-Кёленфьорда (Земли Хеера, Веделя Ярльсберга, Турелля и Сёркапп). Район получает обильное питание осадками со стороны Гренландского и Баренцева морей. Основным источником осадков служат циклоны, проходящие по Исландско-Карской барической ложбине. С этим связано очень низкое положение границы питания в прибрежных районах и интенсивное оледенение, несмотря на небольшую высоту поверхности ледниковых плато и ледоразделов (около 300 м). На Земле Веделя Ярльсберга расположено наиболее крупное в этом районе ледяное плато с выводными ледниками. Но преобладают в районе сложные долинные и двускатные ледники, соединяющи-



Сокращение оледенения Шпицбергена с 1900 по 1976 г. [Гляциология Шпицбергена. 1985]

еся между собой среди горных гребней и нунатаков, что придает оледенению сетчатый характер. Общая площадь оледенения Южного района 3805 км^2, объем льда около 720 км^3.

Климат района характеризуется относительно низкими зимними температурами и довольно высокими летними с длительным периодом положительных температур. Средняя температура периода аккумуляции −10 — 11°, периода абляции +3 — 5°. На высоте границы питания выпадает 500—600 мм осадков в год. Высота границы питания на побережье около 200 м. В глубь острова она постепенно увеличивается до 300—400 м, а в северной части района и до 500—600 м.

Сведения об аккумуляции и абляции на ледниках Южного района очень отрывочны. По наблюдениям на *леднике Вереншольд* в 1957—1959 гг., средняя годовая аккумуляция на высоте 65 м была около 14 г/см^2, на высоте 224 м — 46,5 г/см^2, на высоте 386 м — 118 г/см^2 и на высоте 493 м — 148 г/см^2. Абляция в нижних частях ледников около 120—140 г/см^2 в год.

По наблюдениям за изменениями положения концов ледников и их толщины установлено, что с 1900 по 1976 г. более 75% ледников отступало и лишь 25% были стационарными или наступали. За это время ледники района потеряли 158 км^3 льда, или 22,3% от их начального объема.

Северо-Восточный район (п-ов Нюфрисланн, Земля Улава V, Земля Сэбина) питается влагой с Баренцева моря. Соответственно площадь оледенения восточнее водораздела почти вдвое превышает площадь ледников к западу от него. На восточной стороне, на побережье пролива Хинлопен и Стур-фьорда, ледяные берега составляют 30% общей протяженности линии берега, а на западной стороне (Ис-фьорд и Вейде-фьорд) — только 10%. Выводные ледники, спускающиеся с ледяных полей на восток, крупнее и их здесь больше, чем на западной стороне. Главными формами оледенения являются ледяные плато и купола. Самое крупное — ледяное *плато Асгорфонна* площадью около 1000 км^2. В центре южной части района расположено ледяное *плато Ломоносова,* с которого спускается несколько крупных выводных ледников. К северу от него поднимается самая высокая вершина Шпицбергена — г. Ньютон (1717 м). Общая площадь оледенения Северо-Восточного района 11 107 км^2, объем льда около 1840 км^3.

На уровне моря количество осадков составляет около 400 мм в год, но с высотой их сумма увеличивается. На самых высоких ледяных куполах (Асгорфонна и Ломоносова) ежегодно отлагается до 1000—1500 мм твердых осадков. На этих высотах средняя температура в период абляции отрицательная. Высота границы питания увеличивается от 200 м на восточном побережье до 700—800 м на западном. Аккумуляция на ледниковых плато происходит как зимой, так и летом. На *леднике Норденшельда,* стекающем с плато Ломоносова, в 1965 г. средняя зимняя аккумуляция на высоте 500—1000 м составила 62 г/см^2, летняя — 46 г/см^2, а всего за год — 108 г/см^2. Абля-





Трещина, перекрытая снежным мостом на одном из ледников Шпицбергена

Плавучий конец выводного ледника Дефант. Остров Баренца

ция в том же высотном интервале составила в среднем 64 г/см^2, а чистый баланс массы был +44 г/см^2.

О колебаниях ледников района сведений немного. По приближенной оценке, за период с 1900 по 1976 г. ледники Северо-Восточного района о. Западный Шпицберген в результате отступания потеряли около 100 км^3 льда (примерно 5,4% начального объема).

На **островах Эдж и Баренца** основная масса ледников расположена близ восточных и юго-восточных берегов, где условия для оледенения более благоприятны из-за большего количества осадков, приносимых с Баренцева моря. На о. Эдж общая площадь оледенения 1880 км^2, объем льда около 370 км^3. С ледникового купола, расположенного в юго-восточной части острова, широкие лопасти выводных *ледников Стоне* и *Короля Юхана* спускаются в Баренцево море, а ледники западного и северного склонов ледникового купола оканчиваются на суше. На острове есть несколько ледниковых куполов, не связанных между собой и не имеющих выхода к морю. Ледниковый купол в юго-западной части острова дает начало нескольким выводным ледникам, текущим в сторону Хьюв-фьорда. С 1900 по 1976 г. ледники о. Эдж потеряли около 50 км^3 льда (около 4% объема).

На о. Баренца площадь единого ледникового покрова, прорванного нунатаками, 490 км^2 (37% площади острова). С него спускаются выводные ледники как в сторону Баренцева моря, так и в сторону пролива Фримен *(ледник Фримен)* и пролива Стур-фьорд *(ледник Дуквиц)*. Оба ледника, по-видимому, пульсирующие. Между 1900 и 1919 гг. ледник Дуквица удлинился на 5 км, к 1936 г. отступил на 3 км, а к 1959 г. вновь продвинулся на 2 км. Ледник Фримен между 1944 и 1959 гг. продвинулся на 2,5 км. Предполагается, что подвижка произошла в 1955 г. [*Schytt.* 1969]. С 1900 по 1976 г. оледенение о. Баренца сокращалось, и он потерял около 6,6% начального объема льда.

Область горного оледенения занимает среднюю часть о. Западный Шпицберген (Центральный район), вытянутую широкой полосой с юга на север.

Общая площадь оледенения Центрального района 2014 км^2, запас льда в ледниках около 143 км^3. Оледенение убывает к центру острова, что связано с ухудшением условий питания ледников осадками, размеры ледников уменьшаются, а их число возрастает — оледенение становится все более дисперсным. Преобладают юго-западные и юго-восточные ветры. Это приводит к накоплению снега в результате метелевого переноса на склонах противоположных экс-

позиций, где и располагается большинство ледников. По периферии области встречаются сложные долинные и переметные ледники, а в центре преобладают долинные и каровые.

Климат в Центральном районе континентальнее, чем на западном побережье острова. Средние зимние температуры воздуха здесь на 1—2° ниже, а летние — на 1—2° выше. Количество осадков вдвое меньше, чем на западе (120—200 мм в год). На уровне границы питания осадков выпадает около 400 мм. Аккумуляция, измеренная на трех ледниках Центрального района в 1966—1967 гг., составила в среднем на *леднике Тавле* (выс. 310 — 390 м) 71 г/см^2, на *леднике Глётфьель* (выс. 340—720 м) 41 г/см^2 и на *леднике Богер* (выс. 420—700 м) — 59 г/см^2. Абляция на ледниках Центрального района самая интенсивная на острове. По измерениям на Земле Диксона и Земле Норденшельда она составляет соответственно 210—240 и 190—210 г/см^2 в год в нижних частях ледников.

Находясь в наименее благоприятных условиях существования, ледники Центрального района деградировали в XX в. сильнее, чем в других районах острова. С 1900 по 1976 г. они потеряли около 60% своей начальной массы.

В целом оледенение Шпицбергена на протяжении 76 лет с начала XX в. деградировало. Баланс массы ледников, на которых проводились наблюдения с 1966/67 г., ни разу не был положительным. С 1900 г. концы подавляющего большинства ледников отступали, и их площади сокращались (Прилож. № 4, табл. 2).

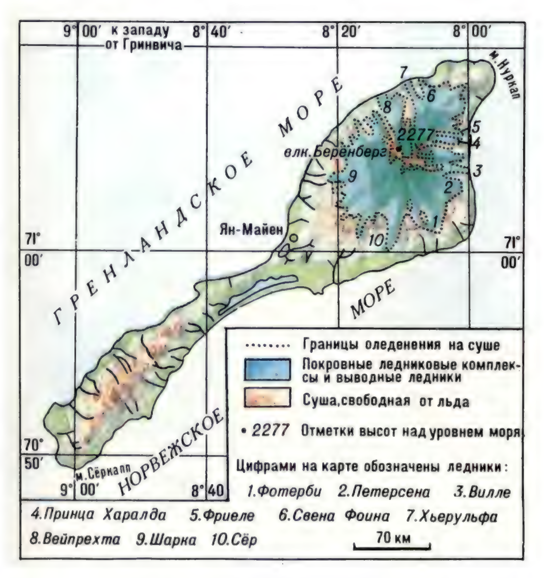
В то же время на общем фоне деградации оледенения на Шпицбергене наблюдались случаи быстрых подвижек ледников. Об одной из них — образовании ледника Бразвель на Северо-Восточной Земле — говорилось выше. Всего же на Шпицбергене было зафиксировано 72 случая резких подвижек у 54 ледников. Часть из них, по-видимому, относится к пульсирующим ледникам.

Ледники Шпицбергена обладают значительной активностью и производят большую геологическую работу. Об этом свидетельствуют скорости движения льда, достигающие на ряде ледников десятков сантиметров, а иногда и нескольких метров в сутки, и хорошо развитые боковые, срединные и конечные морены. Так, на *ледниках Стронга, Ветеранов, Туремя, Паула, Холстрема, Урса* и др. боковые и срединные морены имеют до 10—20 км в длину. Под моренным чехлом, защищающим лед от таяния, сохраняются ледяные ядра. Вниз по течению высота гряд боковых и срединных морен становится все более значительной и близ ледниковых концов достигает 15—20 м, а иногда и больше. У концов ледников при их отступании обнажаются толщи донной морены, часто содержащей значительный процент льда. Большие площади, освободившиеся ото льда, покрыты полями грядово-холмистого моренного рельефа. Так, перед краем *ледника Натхорста* такой рельеф прослеживается по обоим берегам Ван-Кёлен-фьорда на 10—12 км. В краевых зонах многих ледников широко распространены водно-ледниковые отложения — озы, камы, зандры. Там, где ледники оканчиваются в море, выносимый ими моренный материал или отлагается во фьордах, или же выносится айсбергами в открытый океан.

[*Троицкий и др.* 1975; Гляциология Шпицбергена. 1985].

Ян-Майен — вулканический остров на подводном Пороге Мона, разделяющем Гренландское и Норвежское моря, примерно в 600 км к северо-востоку от Исландии. Его координаты: 70°50′ — 71°10′ с. ш., 7°56′ — 9°05′ з. д. Владение Норвегии. Длина острова 55 км, ширина от 2,4 до 16 км, площадь 380 км^2. Южная и северная части острова — это вулканические конусы Рудольф-Топпен (769 м) и Беренберг (2277 м). Соединяющий их низменный перешеек сложен рыхлыми продуктами извержений этих вулканов (лавами, пемзой, вулканическим пеплом и песком).

Климат острова морской субарктический. По данным метеостанции Ян-Майен, расположенной на высоте 40 м над ур. м., средняя температура зимы −1,9°, лета +4,4°, года −0,4°; температура самого холодного месяца (февраль) −5,2°, самого теплого (август) +5,5°; годовое количество осадков 735 мм [*Чижов*. 1976]. Круглый год преобладает об-



Ледники острова Ян-Майен
[Атлас Арктики. 1985]

лачная погода с дождями и снегопадами, сопровождающимися сильными ветрами. Часто остров окутан густой пеленой тумана. Снеговая линия проходит на высоте 600—900 м. Только влк. Беренберг поднимается значительно выше снеговой линии, и только на нем есть ледники.

Влк. Беренберг состоит из двух вулканических конусов, вложенных один в другой. Высота гребня кальдеры базальтового конуса 1370—1680 м, высшая точка внутреннего конуса — пик Хаакона VII, 2277 м. Вершинный кратер вулкана диаметром около 800 м заполнен льдом и фирном, покрывающими также и склоны вулкана, за исключением самых крутых обрывов. Из фирновой области по барранкосам, радиально расчленяющим склоны вулкана, во всех направлениях стекает 17 ледников, имеющих собственные названия, и много мелких, не имеющих названий. Общая площадь оледенения о. Ян-Майен 117 км^2.

Ледник Вейпрехта — самый крупный на Ян-Майене. Он начинается в кратере внутреннего конуса влк. Беренберг и вытекает через пролом в северной части гребня, окаймляющего кратер. Длина ледника 5 км, перепад высот от истоков до конца более 2000 м. Ледник серией ледопадов спускается в море и продуцирует айсберги. До моря спускаются также *ледники Хьерульфа* и *Свена Фоина,* расположенные на северном склоне вулкана. На восточном склоне несколько ледников доходит до береговых обрывов и спускается к морю крутыми ледопадами (*ледники Дufферина, Фриеле, Принца Харалда, Вилле*). Ледники западного и южного склонов оканчиваются на суше, а стекающие с них талые воды теряются в рыхлых толщах продуктов вулканических извержений.

Ледники Ян-Майена получают достаточно обильное питание и отличаются энергичным массообменом, о чем, в частности, свидетельствуют большие скорости движения льда. На *леднике Вейпрехта* они достигают 2 — 3 м/сут. По температурному состоянию ледники Ян-Майена «теплые» — в поверхностной толще льда на высоте 900 м температура близка к нулевой.

Большинство ледников Ян-Майена в первой половине XX в. отступало, но между 1949 и 1961 гг. многие из них стали наступать. Их концы продвинулись на 250 — 450 м и стали оканчиваться на 50 — 60 м ниже. Это привело к увеличению площади ледников в среднем на 4%. Несколько ледников, оканчивавшихся в 1949 г. на суше, в 1961 г. достигло моря. К 1963 г. наступание ледников приостановилось [*Kinsman, Sheard.* 1963; *Denton.* 1975b].

Глава 3

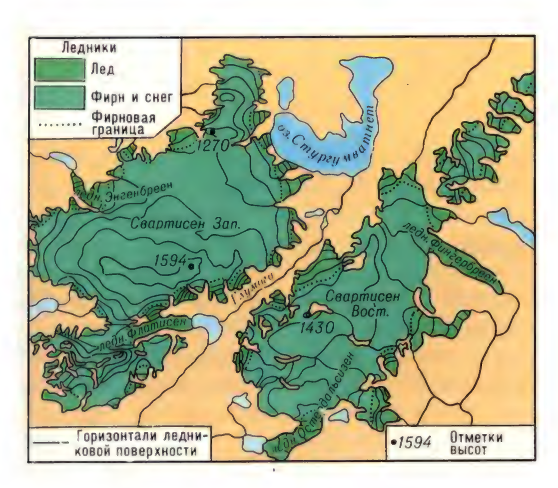
СКАНДИНАВСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Западную часть Скандинавского п-ова, самого большого в Европе, занимают Скандинавские горы, протягивающиеся почти на 1700 км в северо-северо-восточном направлении при ширине горной полосы от 200 — 300 до 600 км. Наибольших высот Скандинавские горы достигают в южной и северной частях (до 1500—2400 м). Самая высокая вершина — г. Галлхёпигген (2469 м) — расположена на плоскогорье Ютунхеймен на юге Норвегии. На севере самый высокий массив — Кебнекайсе (2123 м) — находится на территории Швеции. Скандинавские горы — это западная и северо-западная окраины Балтийского щита. Сложены они в основном кристаллическими породами докембрия и нижнего палеозоя. Более молодые осадочные породы в их сло-



Оледенение Скандинавского полуострова. Составила Г. Б. Осипова

жении имеют подчиненное значение. Горы состоят из многочисленных плосковершинных массивов и хребтов, разделенных долинами и тектоническими впадинами. Скандинавские горы, созданные в эпоху каледонской складчатости, позднее были сильно пенепленизированы, а в кайнозое вертикальные тектонические движения разбили их на отдельные блоки и подняли эти блоки на разную высоту. Так возникли фьельды (или видды) — плоские вершинные поверхности Скандинавских гор, многие из которых покрыты снегом и льдом.



Ледниковый массив Свартисен.
Составила М. Е. Хромова

Скандинавские горы, как и весь Балтийский щит, в четвертичное время были центром мощного покровного оледенения, оставившего следы своего пребывания в виде различных экзарационных и аккумулятивных форм ледникового рельефа. Многие долины, заложенные по тектоническим разломам, были преобразованы в троги и фьорды. Отступавший ледник в понижениях рельефа оставил многочисленные озера и морены. В привершинных частях гор следами ледников являются участки горно-ледникового рельефа с карами, карлингами и скалистыми гребнями.

В целом рельеф Скандинавских гор асимметричен — западные и северо-западные склоны круто опускаются к Северному и Норвежскому морям, изрезаны многочисленными фьордами, глубоко вдающимися в сушу; по крутым ступенчатым долинам стекают реки, изобилующие порогами и водопадами. Восточные склоны менее круты и несколькими широкими ступенями спускаются к наклонным низменностям Южной и Восточной Швеции.

К л и м а т Скандинавского п-ова формируется под влиянием мощных потоков воздушных масс с Атлантики, а также Северо-Атлантического теплого течения, омывающего западное и северо-западное побережья Скандинавского п-ова. Скандинавские горы — важный климатораздел. Циклоны, идущие с Атлантики, частично обходят горные хребты с юга и севера, частично переваливают через горный барьер. В результате создается резкий контраст в условиях увлажнения западных (наветренных) и восточных (подветренных) склонов. Как следствие этого для западной стороны гор характерен климат океанического типа, для восточной — континентальный. Климатические условия изменяются также в направлении с юга на север и с высотой местности над уровнем моря.

Скандинавский п-ов — самый крупный район современного оледенения в материковой Европе. Всего здесь, по данным Каталога ледников [*Østrem, Ziegler*. 1969; *Østrem et al.* 1973], 2412 ледников общей площадью 3059 км^2, объемом 294 км^3. Ледники сосредоточены в двух основных районах — Южной Норвегии (59°35′ — 63° с. ш.) и Северной Норвегии и Северной Швеции (между 65 и 75° с. ш.). В том и другом районах ледники приурочены к самым высоким горным массивам и представлены главным образом ледниками плато, лежащими на плоских вершинных поверхностях (см. карту). От них в разных направлениях по долинам и оврагам, разрезающим склоны горных массивов, спускаются многочисленные крутые и короткие ледниковые языки. Лишь немногие из них имеют в длину несколько километров и спускаются очень низко. Кроме того, в районах с альпийским рельефом распространены долинные и каровые ледники. Встречаются также ледники переходных типов. По мнению большинства исследователей, современные скандинавские ледники — это не остатки великого четвертичного оледенения, а образования молодые, возникшие около 2500 лет назад после суббореального периода.

Ледники Южной Норвегии

К л и м а т на западной стороне гор Южной Норвегии мягкий морской: зима теплая, местами с положительными температурами, лето прохладное. Так, в Бергене средняя температура самого холодного месяца (февраль) +1,3°, самого теплого (июль) +15°. Амплитуда годовых колебаний температуры всего 13,7°. На восточной стороне гор климат более континентальный. Наибольшей континентальностью в Южной Норвегии отличается климат восточной части Ютунхеймена, где средняя температура января

около −10, июля +14,5°. Температурные условия становятся более суровыми с увеличением высоты местности. Для существования ледников температурные условия зимы играют меньшую роль, чем температурные условия лета. Если лето холодное, условия существования ледников улучшаются даже при сравнительно теплой зиме. Еще большую роль играют твердые атмосферные осадки, увеличение которых ведет к улучшению питания ледников, а уменьшение — к ухудшению.

Осадков на западной стороне гор Южной Норвегии выпадает очень много. На побережье годовое количество осадков 1500 — 2000 мм, а на горных массивах западного склона до 2500 — 4000 мм. К востоку количество осадков уменьшается до 1500 — 2000 мм в центральном горном районе Южной Норвегии и до 500 — 1000 мм на восточной стороне гор. Основная масса осадков выпадает во второй половине лета и осенью. Главным источником влаги являются циклоны, приходящие с Атлантического океана. Второстепенную роль играют конвективные осадки. В горных районах количество осадков сильно меняется на коротких расстояниях — на горных массивах их выпадает больше, в долинах — меньше.

Граница питания в западной части Южной Норвегии проходит на высоте 1000 м, в восточной части она поднимается до 1500 — 1900 м. Таким образом, климатические условия западной части Южной Норвегии значительно более благоприятны для оледенения, чем восточной части.

По Атласу ледников Южной Норвегии [*Østrem, Ziegler*. 1969], на ее территории 921 ледник общей площадью 1617 км^2, объемом около 170 км^3. Ледники рассеяны по обширной площади, но самый крупный ледниковый комплекс не только на Скандинавском п-ове, но и на всем Европейском материке расположен в центре Южной Норвегии, между верховьями Нордфьорда и Согнефьорда. Это *Юстедальсбреен* — обширный ледник плато, от которого в разных направлениях расходится более 25 выводных ледников, в том числе самый длинный в Скандинавии *ледник Тунсбергдальсбреен* (дл. ок. 14 км, шир. до 2,5 км) (Прилож. № 4, табл. 3).

Ледники Северной Норвегии и Швеции

Рельеф ледниковых районов северной части Скандинавского п-ова, как и южной, определяется дифференцированными четвертичными поднятиями блоков земной коры, расчлененных последующей эрозией, более сильной на западе и менее сильной на востоке. На скульптуру гор значительное влияние оказывает также большое разнообразие сложнодислоцированных горных пород разного состава.

Выводные ледники древнего ледникового покрова спускались по рифтам и ослабленным зонам в мягких породах преимущественно на запад и восток. На крутом западном склоне гор были сформированы глубокие троговые долины и переуглубленные фьорды с острыми гребнями и пиками между ними. Во многих местах на вершинах гор сохранились площадки древних поверхностей выравнивания; ныне многие из них заняты ледниками плато с круто спускающимися в разные стороны короткими языками выводных ледников. На восточной стороне гор долины менее крутые, широкие, с многочисленными озерами на их днищах. Вершины гор имеют сглаженные, часто округлые очертания, но встречаются также участки рельефа альпийского типа. Современные ледники приурочены к самым высоким горным массивам, сложенным наиболее прочными изверженными породами (гнейсы, граниты, амфиболиты и др.), и образуют сложные ледниковые системы.

Климат в северной части Скандинавского п-ова более суров, чем в южной, но его основные закономерности те же — континентальность климата резко увеличивается с запада на восток по мере удаления от морского побережья. В прибрежных районах температура воздуха зимой подолгу может держаться около 0°С, а в глубинных районах п-ова на той же географической широте может падать до −30°. Летом близ полярного круга температура держится в среднем около +13° и при удалении от морского побережья меняется незначительно. Ат-

мосферные осадки приносятся циклонами с Атлантического океана. Их количество увеличивается с увеличением абсолютной высоты местности и уменьшается от побережья в глубь полуострова. Так, в Лофотене выпадает 2000 мм осадков в год, в Нарвике — 750 мм, в Абиско — 300 мм. Основная масса осадков выпадает осенью и зимой. Расположенные в горах ледники получают от 4000 мм осадков на западе (*ледник Энгабреен*) до 2700 мм в 30 км восточнее (*ледник Тролбердальсбреен)* и до 1850 мм на шведском леднике Стур. Аккумуляция на ледниках, расположенных в отрицательных формах рельефа, в полтора, местами в два раза больше, чем величина атмосферных осадков, что объясняется отложением навеянного снега на подветренных восточных и северо-восточных склонах. В результате ледников этих экспозиций больше и они крупнее, чем на склонах противоположных экспозиций. Высота границы питания на западе и северо-западе района 800 — 1200 м, на востоке и северо-востоке — 1300 — 1500 м.

Таким образом, во влажных западных районах северной части Скандинавского п-ова условия существования ледников более благоприятные, оледенение здесь более мощное и ледники существуют на меньших абсолютных высотах, чем в более сухих восточных частях.

Граница между Норвегией и Швецией проходит по главному водоразделу Скандинавских гор, и ряд ледниковых комплексов лежит частью в Норвегии, а частью в Швеции. Поэтому ледники Северной Норвегии и Швеции целесообразно рассматривать вместе.

По Атласу ледников Северной Скандинавии [*Østrem et al.* 1973], на территории Северной Норвегии и Швеции насчитывается 1491 ледник общей площадью 1442 км^2, объемом 124 км^3. Из них на территории Норвегии 1122 ледника общей площадью 1128 км^2 и объемом 100 км^3, на территории Швеции 369 ледников общей площадью 314 км^2, объемом 24 км^3.

В северной части Скандинавского п-ова, как и в его южной части, основная масса льда сосредоточена в крупных ледниковых системах, основу которых составляют ледники плато и спускающиеся с них выводные ледники. Крупнейшие из них (площадью более 20 км^2 каждый) расположены к западу от главного водораздела Скандинавских гор, и лишь меньшая их часть приурочена к горным массивам, лежащим на границе между Швецией и Норвегией. Крупнейшие ледниковые комплексы Северной Норвегии и Швеции перечислены в Прилож. № 4, табл. 4. Кроме того, менее крупные ледниковые комплексы встречаются на территории всей Северной Скандинавии. На территории Швеции особого упоминания заслуживают горные районы Сарек и Кебнекайсе, где много ледников альпийского типа, главным образом небольших долинных и каровых. Горный массив Сарек является национальным парком. Здесь насчитывается более 100 ледников общей площадью 171 км^2. В горах Кебнекайсе 44 ледника, их общая площадь 41,3 км^2. Мелкие ледники рассеяны также на обширной площади Северной Норвегии.

Несмотря на то что основная масса льда Северной Скандинавии сосредоточена в немногих крупных ледниковых комплексах, по числу резко преобладают ледники мелких и средних размеров (Прилож. № 4, табл. 5).

В связи с преобладанием ветров с западной составляющей, большинство ледников, особенно мелких, расположено на склонах с восточной составляющей, получая значительную долю питания за счет навеянного снега.

По температурному режиму ледники Скандинавии относятся к теплым. На глубине затухания годовых колебаний (9 — 10 м) температура фирна в области аккумуляции круглый год держится около нуля. В области абляции, где тепло с ледника уносится талыми водами, температура льда на глубине 10 — 20 м снижается до −1 — 1,5°.

Скорости движения льда на ледниках Скандинавии значительно колеблются от места к месту и во времени. На выводных и долинных ледниках скорости движения довольно высокие. Так, на леднике Стурбреен скорость движения льда летом достигает 59 см/сут. На небольших горных ледниках и на ледниках плато скорости незначительны. Кроме



Ледники
Северной Скандинавии.
Фото В. Шютта



Массив Кебнекайсе,
озеро Тар
с одноименным
ледником.
Фото М. Г. Гросвальда

того, отмечается тенденция к уменьшению скорости движения льда при отступании ледников, а положительный баланс массы приводит к ускорению движения льда.

Скандинавские ледники издавна привлекали к себе внимание как местных жителей, так и ученых. История их колебаний прослежена на протяжении многих столетий. Установлено, что большинство ледников Скандинавии во время теплого постгляциального периода полностью исчезло или сильно сократилось в размерах. Снеговая граница в то время была на 400 м и более выше современной. Ледники стали восстанавливаться в начале субатлантического времени (ок. 2500 лет до н. э.). Самый холодный период начался около 400 лет назад, и к середине XVIII в. современные ледники достигли максимального развития. Сохранились исторические свидетельства о быстром наступании ледников и о разрушении ими ферм и возделываемых земель. Так, например, *ледник Нигардсбреен,* один из крупнейших выводных



Шведская Лапландия. Ледник Исфалле. Фото М. Г. Гросвальда

ледников с ледяного купола Юстедальсбреен, в 1735 г. наступал и засыпал обрабатываемые земли, вынудив фермеров обратиться к королю с просьбой уменьшить взимаемые с них подати. В 1743 г. продолжавший наступать ледник разрушил ферму Нигард, именем которой его и стали называть. В Северной Скандинавии при наступании ледника Энгабреен были разрушены фермы Сторстенлопен и Фенлопен.

Повсеместное отступание ледников началось с середины XVIII в. и продолжается до сих пор с небольшими задержками и небольшими наступаниями отдельных ледников. Так, за период с 1964 по 1970 г. 75% наблюдавшихся ледников отступало, 8% были стационарными и 17% наступало. За 1970 — 1975 гг. отступало 83% ледников, наступало 17%, в 1975 — 1980 гг. — соответственно 73 и 27%. Скорости отступания концов ледников колебались от нескольких метров до 130 м/год, наступания — от 2 — 3 до 34 м/год. О прогрессивном отступании ледников свидетельствуют также гряды молодых конечных и боковых морен.

Примером быстро отступающего ледника может служить ледник Нигардсбреен, конец которого за три десятилетия (1948 — 1975 гг.) отступил на 4,5 км, понизившись в фронтальной части на 315 м, и перед ним образовалось озеро. Средний баланс массы этого ледника в 1962 — 1975 гг. был положительным (+43 г/см^2 в год), что вызвало повышение поверхности ледника на 6 м, но положение фронта ледника не изменилось. Другой выводной *ледник — Бриксдальсбреен,* спускающийся по западному склону с того же ледяного купола, за период с 1956 по 1975 г. продвинулся на 110 м [*Østrem et al* 1976]. Наступали также ледники Энгабреен, Рейтиндбреен и некоторые другие.

В последние десятилетия на нескольких скандинавских ледниках проводились систематические балансовые наблюдения. По этим наблюдениям, баланс массы ледников был в основном отрицательным, хотя несколько лет было и с положительным балансом. Примерами могут служить ледники Стур и Стурбреен, для которых есть наиболее длинный ряд балансовых наблюдений.

Ледник Стур (дл. 3,7 км, пл. 3,1 км^2) расположен на севере Швеции в массиве Кебнекайсе. За 34 года (с 1945/46 по 1979/80 г.) 26 лет баланс массы ледника был отрицательным и 8 лет положительным. Величина аккумуляции за этот период менялась очень сильно (от 50 до 198 г/см^2 в год), как и величина абляции (от 80 до 260 г/см^2 в год). Чистый баланс массы колебался от +117 до −243 г/см^2 в год. Но средний годовой баланс массы ледника за весь рассматриваемый период был слабоотрицательным — около −6 г/см^2. Общая потеря массы со всей площади ледника за 34 года составила около 6,3 млн т.

Ледник Стурбреен (дл. 2,9 км, пл.

5,3 км^2) находится в Ютунхеймене (Норвегия), на 6° широты южнее ледника Стур. На этом леднике за тот же период, что и на леднике Стур, было 10 лет с положительным балансом массы и 24 года с отрицательным. Средний годовой баланс массы за 1945 — 1980 гг. составил −26,5 г/см^2 с колебаниями в отдельные годы от +72 до −170 г/см^2. За 34 года ледник потерял 47,8 млн т своей массы.

Отрицательный баланс массы характерен и для ряда других ледников, расположенных в разных частях Скандинавии, но не для всех. Так, *ледник Гросубреен* (дл. 2,6 км, пл. 2,5 км^2) с 1965/66 по 1979/80 г. имел отрицательный баланс массы в среднем −51,7 г/см^2 в год, но ледник Нигардсбреен (дл. 8,7 км, пл. 48,2 км^2), стекающий на юго-восток с ледниковой шапки Юстедалсбреен, за тот же период имел слабоположительный баланс массы (в среднем +7,4 г/см^2 в год). *Ледник Ольфотбреен* (дл. 2,9 км, пл. 4,8 км^2) — один из самых западных в Норвегии — лежит близ теплого морского побережья (61°45′ с. ш., 5°39′ в. д.). Он очень чувствителен даже к кратковременным колебаниям климата, которые резче выражены в прибрежных районах, чем вдали от моря. В связи с этим знак баланса массы на этом леднике часто меняется. Однако общая тенденция подавляющего большинства скандинавских ледников — потеря массы и отступание.

[*Schytt.* 1959; *Голодковская.* 1970; *Østrem et al.*1973; Fluctuations...1985].

Глава 4

АЛЬПЫ И ПИРЕНЕИ

Альпы — обширная горная система в центре Европы, одна из крупнейших и наиболее изученных областей современного горного оледенения, состоит из многих хребтов и массивов, разделенных глубокими впадинами и долинами. Она протягивается на 1200 км от побережья Средиземного моря на юго-западе до Средне-Дунайской низменности на востоке в виде выпуклой к северо-западу дуги шириной от 120 до 260 км. Многочисленные хребты Альп образуют главный водораздел Западной и Средней Европы между бассейнами Северного, Черного, Адриатического и Средиземного морей.

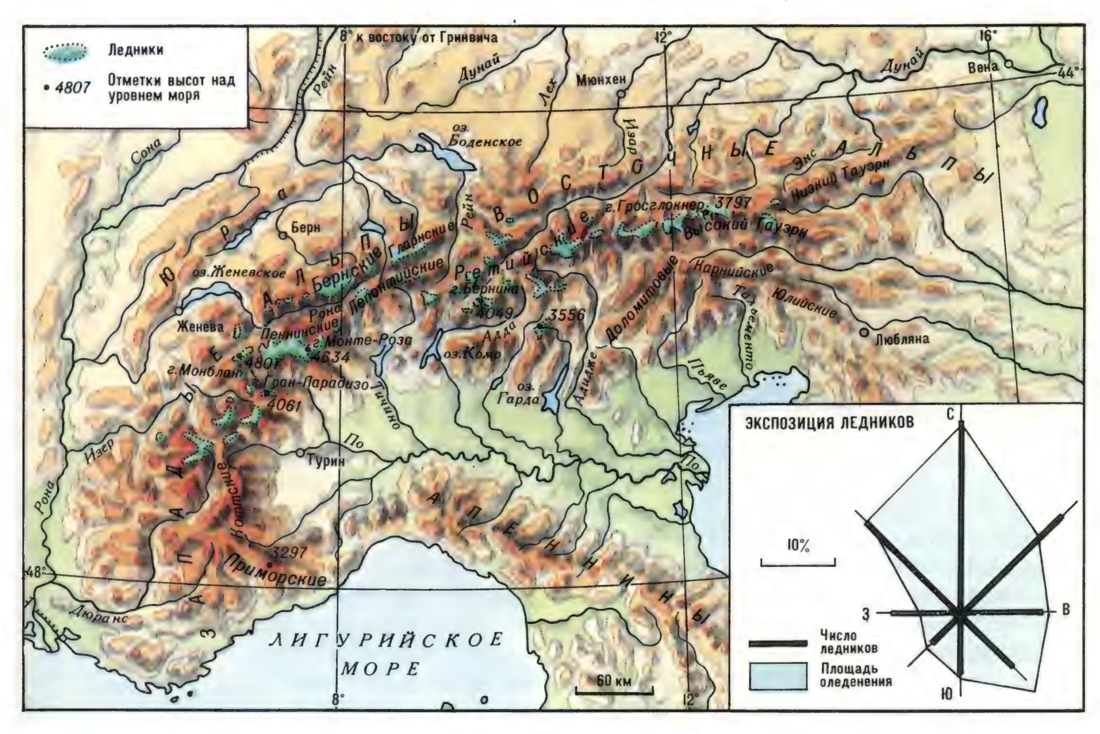
Альпы — горы очень молодые. Их образование относится к альпийской складчатости, но остаточные тектонические движения продолжались и в четвертичное время. В результате экзогенной денудации, сопровождавшей поднятие гор, в осевой зоне Альп обнажились наиболее древние и прочные кристаллические сланцы и изверженные породы. Долины, наоборот, заложены в местах выхода молодых и менее твердых осадочных пород.

Мощное четвертичное оледенение оставило яркие следы своего пребывания в виде морен, флювиогляциальных отложений и крупных озер на днищах древних трогов; рельеф гор приобрел типичный альпийский облик с острыми пиками и пирамидальными горными вершинами, с карами и цирками на их склонах, с широкими крутосклонными долинами-трогами. Долины в продольном профиле имеют ступенчатое строение, много висячих долин с высокими и крутыми устьевыми уступами. Реки и потоки талых вод, низвергающиеся с гор, изобилуют порогами и водопадами. Верховья долин и привершинные кары и цирки заняты современными ледниками.

По рельефу и геолого-тектоническому строению Альпы делятся на Западные и Восточные с границей между ними по поперечной (меридиональной) долине верхнего Рейна, протягивающейся от Боденского оз. на севере до оз. Комо на юге.

Для Западных Альп типична резко выраженная дугообразная форма и асимметричность с широким внешним (северо-западным и северным) краем и более коротким и крутым внутренним. Высокогорная осевая зона Западных Альп, сложенная древними и стойкими против выветривания кристаллическими горными породами, без переходной среднегорной полосы резко обрывается к Ломбардской низменности; северо-западный склон, наоборот, опоясан широкой полосой средневысотных гор, сложенных в основном известняками более молодого возраста.

Восточные Альпы имеют широтное



Оледенение Альп

простирание и симметричное строение — их высокогорная осевая зона, как и в Западных Альпах, сложена кристаллическими породами, но здесь с юга и севера она сопровождается широкими зонами известняковых и доломитовых Предальп.

Климат Альп определяется помимо широтного положения близостью к теплому Атлантическому океану. В альпийских долинах климат мягкий. Так, в районе Женевы (500 м над ур. м.) средняя годовая температура воздуха всегда положительная. Зимой она держится около 0°, летом поднимается до +18°. В Шамони (1040 м) средняя годовая температура воздуха равна +6,3°, января −5,8°, июля и августа около +16°. На высоте 2500 м (близ концов многих ледников) средняя температура июля около +6°, января −8°. На уровне снеговой границы (около 3000 м) средняя годовая температура воздуха близка к −7°, июльская равна +0,5°, январская −15°. Нулевая изотерма самого теплого летнего месяца проходит примерно на 700—800 м выше снеговой границы, что свидетельствует о том, что уровень снеговой границы определяется не столько температурными условиями, сколько обилием твердых осадков, не успевающих стаять за теплое время года.

Осадки распределяются очень неравномерно. В альпийских долинах выпадает 600—800 мм осадков в год, местами и меньше, но по мере поднятия в горы быстро увеличиваются их общее количество и особенно доля твердых осадков. Максимум осадков выпадает на высотах 2500—2800 м, где их годовая сумма составляет 2500—3000 мм, в том числе 85% твердых. Еще выше, на уровне самых высоких альпийских пиков, облачность резко снижается, выпадение осадков уменьшается, и там, над морем облаков, сухо и солнечно. Максимум осадков в Альпах приходится на летние месяцы, но в высокогорной зоне и летом преобладают осадки в виде снега. Летние снегопады играют большую роль в питании альпийских ледников. Толщина снежного покрова, накапливающегося на ледниках за год, достигает 3—5, местами 7—10 м.

Помимо осадков, выпадающих непосредственно из атмосферы, альпийские



Типичный горно-ледниковый ландшафт Альп. Долинный ледник с приледниковым озером и удерживающей его плотиной. Ледник Штейнглетчер, г. Гветенхорн

ледники получают огромное количество снега, сносимого со склонов лавинами. В Альпах ежегодно сходит до 17,5 тыс. снежных лавин. Многие из них падают на ледники. В фирновых областях ледников годовая аккумуляция достигает 200—400 г/см^2.

Альпы расположены в зоне западно-восточного переноса воздушных масс с Атлантического океана, откуда и поступает большая часть влаги, питающей ледники. В связи с этим западные склоны гор лучше увлажнены, чем восточные. Наблюдается также закономерное уменьшение осадков с запада на восток. Континентальность климата усиливается в том же направлении.

Уровень снеговой границы зависит в основном от количества твердых осадков, и поэтому он ниже на западе, чем в центре и на востоке альпийской горной системы. В районе северных Предальп снеговая линия опускается до 2500—2600 м, в Приморских Альпах она проходит на высотах 2800—2900 м, во внутренних районах и в Восточных Альпах — на высотах 3000—3200 м. На отдельных ледниках высота границы питания сильно колеблется в зависимости от сочетания местных условий, то более, то менее благоприятных для накопления снега и его таяния.

Ледники Альп издавна привлекают внимание исследователей, так как играют огромную роль в жизни и хозяйственной деятельности альпийских стран. Современная гляциология, собственно, и началась с изучения альпийских ледников. Типичные для Альп долинные ледники получили название «альпийские», где бы они ни встречались. Горный рельеф, обработанный ледниками, независимо от географического положения называют «альпийским» рельефом.

Ледники Альп и их колебания изучены лучше, чем ледники любого другого ледникового района мира. В настоящее время всеми альпийскими странами: Францией, Швейцарией, Австрией и Италией — составлены детальные каталоги ледников, расположенных на их территориях. Учтены все ледниковые образования площадью более 1 га.

Всего в Альпах 3191 ледник общей площадью 2682,1 км^2. Кроме того, зарегистрировано 1743 снежника-перелетка общей площадью 153,4 км^2. Таким образом, общая площадь, постоянно занятая снегом и льдом, составляет в Альпах 2835,5 км^2.

Бóльшая часть ледников (64%), площади оледенения (66,1%) и объема льда (70,4%) относится к бассейнам Средиземного и Адриатического морей; 16% числа ледников, 15,9% площади оледенения и 14,2% объема льда — к бассейну Черного моря. Остальные ледники — к бассейну Северного моря.

В Альпах преобладают ледники небольших размеров, площадью не более 1 км^2. На их долю приходится 83,9% общего количества ледников, но только 26,7% общей площади оледенения. Ледники средних размеров (1—5 км^2) составляют 13,5% от общего числа и занимают 32,9% общей площади. Крупные ледники (площадью более 5 км^2) составляют только 2,9% от общего числа, но



Оледенение массива Монблан. Составила Г. И. Коновалова

на их долю приходится 40,4% общей площади оледенения.

Наиболее характерными типами ледников в Альпах являются долинные и каровые ледники. Количество простых и сложных долинных ледников невелико (всего 10,2% от общего числа ледников), но они занимают 56,5% общей площади оледенения. Доля каровых ледников — 45,6% по количеству и 27,4% по площади. На ледники остальных типов приходится 44,2% от общего числа ледников и 16,1% общей площади оледенения.

Большинство альпийских ледников имеет экспозицию с северной составляющей, что обусловлено более благоприятными радиационными условиями для их существования на склонах, обращенных на север, северо-запад и северо-восток.

Ниже приводится краткий обзор оледенения Альп, начиная с Приморских Альп на юго-западе до Придунайской низменности на востоке. При этом мы придерживаемся национальных границ основных альпийских стран в соответствии с имеющейся информацией (Прилож. № 4, табл. 6).

Ледники Французских Альп

В пределах Франции ледники распространены от Приморских Альп на юге до Монблана на севере и от Альп Дофине с массивом Пельву на западе до пограничных с Италией Котских и Грайских Альп на востоке. На общем фоне рассредоточенного оледенения, состоящего из большого числа мелких ледников, резко выделяется мощное компактное оледенение массива Монблан, где сосредоточены почти все крупнейшие ледники Французских Альп. Все ледники Франции относятся к бассейну р. Роны и ее левых притоков (реки Дюранс, Изер, Арв).

Всего во Французских Альпах 465 ледников общей площадью 369,2 км^2. Кроме того, в Каталоге ледников Франции взято на учет 464 многолетних снежника общей площадью 31,7 км^2. Всего же во Французских Альпах снегом и льдом постоянно покрыто 400,9 км^2, а общее число ледников и снежников равно 929.

По количеству резко преобладают ледники размером менее 1 км^2 (почти 81% от общего количества), но занимают они всего 28% общей площади оледенения. На ледники размерами 1—5 км^2 приходится 17% от общего числа и около 42% общей площади, и, наконец, на более крупные ледники приходится 34% общей площади оледенения (Прилож. № 4, табл. 7).

Преобладающими типами ледников по числу являются каровые и висячие (ок. 88%), а по занимаемой площади — каровые и долинные (ок. 64%). Сложных долинных ледников всего 0,4% от общего количества, но занимают они 10,5% общей площади оледенения. Есть также один сложный ледниковый комплекс в массиве Вануаз, трудно расчленимый на отдельные ледники.

В **Приморских Альпах,** на склонах г. Аржантьер (3297 м), есть несколько многолетних снежников, но настоящих ледников там нет. В **Котских Альпах** довольно много небольших каровых и висячих ледников в благоприятных для накопления снега местах. В **Альпах Дофине** поднимается сильно расчлененный гранитный массив Пельву, с ледников которого берут начало реки Дюранс, Драк,



Фирновая область альпийского ледника. Район Шамони. Фото Л. Д. Долгушина

Романш. Ряд вершин массива поднимается выше 3000 м. Самая высокая из них — г. Экрен (4102 м). Здесь расположены самые западные ледники Альп. Всего в массиве Пельву ледниками занято около 134 км^2. Мелкие ледники рассеяны также по другим горным массивам западной части Французских Альп. Регулярные наблюдения за колебаниями конца и балансом массы проводились на леднике Сэн-Сорлен. Длина ледника 2,9 км, площадь 3,0 км^2, высота конца 2650 м, границы питания около 3000 м. За 15 лет наблюдений (с 1965/66 по 1979/80 г.) баланс ледника был положительным — в среднем +20,5 г/см^2 в год, но за этот же период конец ледника отступил примерно на 70 м, что, по-видимому, является запаздывающей реакцией ледника на отрицательный баланс массы в предшествующие годы.

К северу от перевала Мон-Сени до перевала Малый Сен-Бернар протягиваются Грайские Альпы, к которым на территории Франции примыкает **массив Вануаз** (3852 м), а в Италии — **массив Гран-Парадизо** (4061 м). На пограничном хребте Грайских Альп площадь оледенения около 57 км^2, на массиве Вануаз — 85 км^2, на массиве Гран-Парадизо — около 100 км^2. Концы ледников спускаются в среднем до 2860, 2790 и 2880 м соответственно. Снеговая линия проходит на высотах 2950—3050 м.

Между перевалами Малый и Большой Сен-Бернар поднимается наиболее высокий в Альпах горный **массив Монблан,** протянувшийся с юго-запада на северо-восток более чем на 40 км при ширине около 24 км. Многие его вершины и пики превышают 4000 м, а самая высокая в Альпах г. Монблан достигает 4810 м. По гребню массива Монблан проходит граница между Францией, Италией и Швейцарией. Из 200 км^2 общей площади оледенения массива на территории Франции находится 125, Италии — 42 и Швейцарии — 33 км^2. Самые крупные ледники находятся на северо-западном (французском) склоне массива. Крупнейший из них — *ледник Мер-де-Гляс* (дл. 12 км, пл. 33,1 км^2) — спускается в долину Шамони, где расположен всемирно известный горный курорт и центр альпинизма и туризма город Шамони. От него проложена подвесная дорога из Франции в Италию через пик Эгюй-ди-Миди (3842 м), откуда открывается вид на вершину Монблана и окрестности. К средней части ледникового языка ледника Мер-де-Гляс (1909 м) от Шамони можно доехать на трамвае.

Ледник Мер-де-Гляс с середины прошлого столетия служит объектом гляцио-



Ледник Мер-де-Гляс — крупнейший во Французских Альпах

логических наблюдений. Здесь впервые были измерены скорости движения льда, исследован механизм образования трещин [*Тиндаль*. 1866]. На этом и других ледниках Монблана издавна ведутся наблюдения за колебаниями концов и балансом массы. С конца прошлого столетия до конца 1960-х годов большинство ледников Монблана отступало, но в последние десятилетия ряд крупных ледников стал наступать. Так, ледник Мер-де-Гляс с 1967 по 1969 г. отступил на 55 м, а с 1969 по 1980 г. наступил на 146 м. В 30 — 50-е годы поверхность ледника повсеместно понижалась, но с 1952 по 1959 г. ниже 2200 м понижение поверхности ледника продолжалось, а выше этого уровня поверхность повысилась на 20—40 м. *Ледник Боссон* за 24 года (1949—1973 гг.) удлинился на 600 м, в 1975—1978 гг. отступил на 65 м, а в следующие 5 лет вновь продвинулся на 80—90 м. *Ледник Триана* за 1964—1973 гг. продвинулся на 500 м. Улучшение условий существования ледников Монблана связано с похолоданием весеннего и летнего периодов, с уменьшением жидких и увеличением твердых осадков за несколько последних десятилетий.

Скорости движения льда на ледниках Монблана зависят от ряда причин, но главным образом от толщины и крутизны ледников. На леднике Мер-де-Гляс в средней части ледникового языка лед движется со скоростью 60—90 м/год. Менее крупный, но более крутой (25°) ледник Боссон в среднем за 30 лет двигался примерно втрое быстрее (около 260 м/год).

Ледники Монблана характеризуются хорошо развитыми фирновыми бассейнами, часто отделенными от ледниковых языков крутыми ледопадами с обилием трещин. Трещин много также в фирновых областях и на ледниковых языках. Граница питания расположена на высотах 2700—2800 м, языки крупных ледников спускаются до 1500 м.

Ледники Швейцарских Альп

На территории Швейцарии более тысячи ледников общей площадью 1224 км^2, кроме того, 665 многолетних снежников общей площадью около 80 км^2. Сведения о крупнейших ледниках Швейцарских Альп приведены в Прилож. № 4, табл. 8.

На северо-восточном склоне Монблана в пределах Швейцарии ледников немного. Самые крупные из них: *ледник Триент* (дл. 5 км, пл. 6,6 км^2) и *ледник Салейна* (дл. 6,4 км, пл. 5 км^2).

От Монблана горные цепи Альп круто поворачивают на восток и северо-восток. От перевала Большой Сен-Бернар до Симплонского перевала между долиной Роны на севере и Ломбардской низменностью на юге расположены Пенинские Альпы. Здесь поднимаются величественные массивы и пики: Монте-Роза (4634 м), Маттерхорн (4477 м) и др. Это второй после Бернских Альп по величине и значению центр современного оледенения Альпийской горной системы и крупнейший район альпинизма и горного туризма. У подножия Маттерхорна расположен древнейший швейцарский горный курорт Церматт, конкурирующий по своей популярности с Шамони.



Пик Маттерхорн.
Пенинские Альпы

Пенинские Альпы асимметричны: южный (итальянский) склон крут и короток, северный (швейцарский) длинен и состоит из ряда высоких, сильно расчлененных горных кряжей, протягивающихся на многие десятки километров в северном и северо-восточном направлениях. Как на главном хребте (водораздельном между бассейнами рек Роны и По), так и на его северных и северо-восточных отрогах, разделенных широкими и глубокими долинами, много крупных ледников и ледников малых форм — каровых и висячих. На крутом и коротком южном склоне главного водораздельного гребня ледников хотя и много, но все они, за малым исключением, очень небольшие. Так, если в Пенинских Альпах на территории Швейцарии ледников крупнее 8 км^2 — 13, то на итальянском склоне только 1.

Всего в Пенинских Альпах 371 ледник общей площадью 514,4 км^2. В том числе в бассейне Роны 246 ледников площадью 431,7 км^2 и в бассейне р. По 125 ледников площадью 83,7 км^2. Крупнейший ледник Пенинских Альп — *Горнер* спускается в долину р. Церматт. Он берет начало с фирновых полей массива Монте-Роза и к северу от него. Сложный долинный ледник Горнер состоит из 8 слившихся потоков. Его главный исток, *ледник Монте-Роза,* начинающийся на высоте 4400 м, образует центральную полосу чистого льда на ледниковом языке, а концевая часть языка известна под названием *Боденглейшер.* В толще ледника Монте-Роза на высоте 4240 м в 1952 — 1954 гг. был прорыт горизонтальный тоннель длиной 92 м. По измерениям, в тоннеле температура льда на ложе ледника равнялась −13°.

С конца прошлого столетия ледник Горнер отступает. С 1878 по 1931 г. он отступил на 650 м. Отступание продолжалось и позднее — с 1975 по 1980 г. конец ледника отступил еще на 63 м. Одновременно понижалась поверхность ледникового языка со скоростью около 2 м/год. Отступал также соседний *ледник Цмутт* и большинство других ледников, но не все. Были и наступающие (см. рис. на с. 232).

К северу от Монте-Розы, в районе пика Римпфишхорн (4199 м) в долину р. Засер-Фисп спускается *ледник Аллалин.* На протяжении XVII, XVIII и XIX вв., когда ледник имел максимальные размеры, он перегораживал р. Засер-Фисп и подпруживал оз. Маттмарк. Озеро прорывалось через ледяную плотину, вызывая разрушительные наводнения, в 1633, 1680, 1772, ок. 1820 и в 1948 гг. К 1954 г. конец ледника отступил от реки на 980 м и оканчивался на крутом склоне долины.

30 августа 1965 г. произошел внезапный обвал ледника Аллалин. Глыба льда объемом около 1 млн м^3, оторвавшись от конца ледника, соскользнула вниз по склону крутизной 27° на 400 м по вертикали, а затем продвинулась еще на 400 м по плоскому дну долины, погубив 88 человек, работавших над сооружением Маттмаркской плотины для создания искусственного водохранилища на месте прежнего ледниково-подпрудного озера. После отрыва части ледникового языка его край отступил на 400 м в плане и на 220 м по высоте. Новый конец ледника приобрел вид вогнутой арки высотой 40 м [*Рётлисбергер, Кассер.* 1978].

Севернее ледника Аллалин в долину р. Засер-Фисп спускается *ледник Фее.* Этот ледник в отличие от многих других



Пик Колон
и его ледники.
Валлийские Альпы

лыжных баз и курортов мирового класса. Большинство местных жителей занято обслуживанием туристов и альпинистов. Ледники питают многие реки и имеют большое гидроэнергетическое значение.

Бернские Альпы — это самое величественное горное сооружение Альпийской горной системы. Они образуют водораздел между р. Роной и ее правыми притоками на юге и р. Аарой и истоками Рейна на севере. Хребты Бернских Альп широкой полосой протягиваются с юго-запада на северо-восток более чем на 100 км. Многие гребни и пики поднимаются выше 4000 м: г. Финстерааорхорн (4274 м), г. Юнгфрау (4158 м), г. Алечхорн (4195 м) и др. Длинные юго-западные, юго-восточные и восточные склоны глубоко прорезаны долинами, большинство которых занято крупными долинными ледниками. Северо-западный



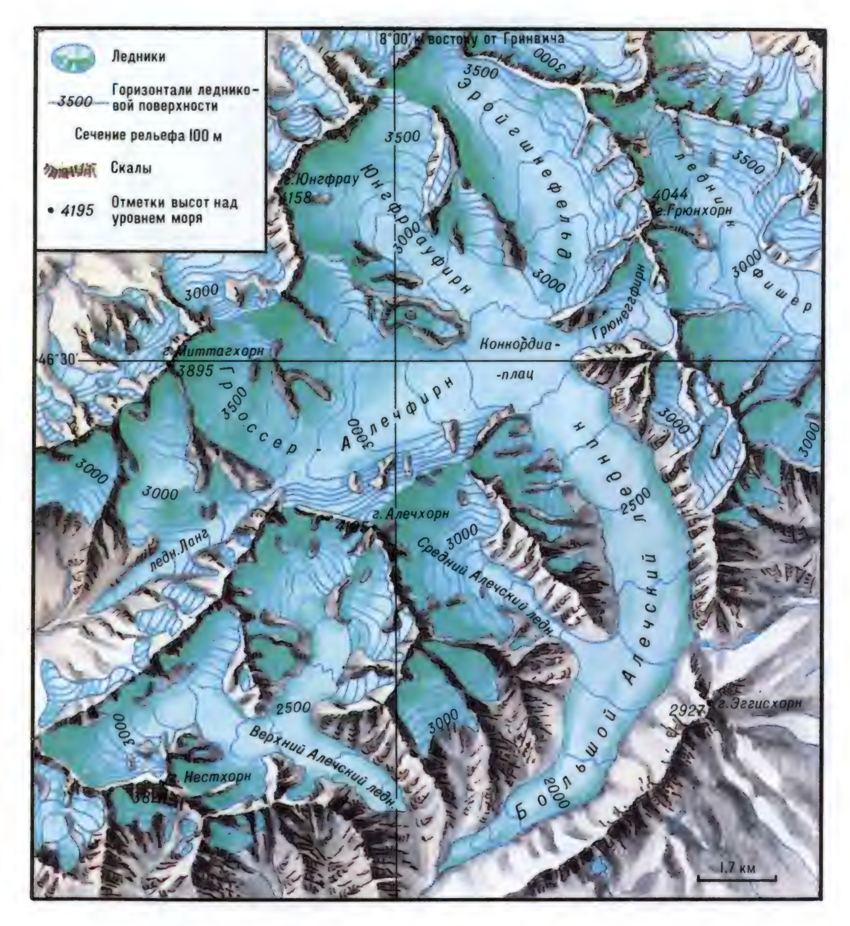
Большой
Алечский ледник

в последние годы непрерывно наступает. С 1970 по 1980 г. его конец продвинулся на 175 м.

Крупнейшие горные хребты и массивы Пенинских Альп группируются вокруг долины Церматт, откуда легко доступны многие ледники, составляющие неотъемлемую часть живописных альпийских ландшафтов. Этот район — один из основных центров индустрии туризма Швейцарии. Здесь несколько

склон гигантской стеной обрывается к Предальпам. Расположенные на нем ледники короче и круче.

В Бернских Альпах большие площади лежат выше снеговой линии, и поэтому здесь много обширных фирновых полей, питающих крупные долинные и сложные долинные ледники. Бернские Альпы — это самый крупный центр современного оледенения не только в Швейцарии, но и во всей Альпийской горной



Большой Алечский ледник — крупнейший в Альпах. Составила Г. Б. Осипова

системе. Здесь находится 294 ледника общей площадью 524,8 км². Большая часть крупнейших ледников Швейцарии расположена в этих горах.

Самый крупный ледник Бернских Альп — *Большой Алечский* (дл. 24,7 км, пл. 86,8 км²) — расположен в Аарском массиве. Это сложный долинный ледник, питающийся четырьмя фирновыми бассейнами (Гроссер-Алечфирн, Юнгфрауфирн, Эвиг-Шнеерфельд, Грюнеггфирн), начинающимися от гребня горного массива с высотами 3800—4158 м и сливающимися по сходящимся радиусам в одном обширном *поле Конкордияплац* на высотах 2700—2850 м. Из-за взаимного подпруживания текущих навстречу друг другу ледяных потоков толщина льда в Конкордияплац — 790 м — самая большая в Альпах. Ниже Конкордияплац язык Большого Алечского ледника течет по дну долины единым потоком еще 17 км при средней ширине 1,5—2 км и оканчивается узким клином на высоте 1540 м. Из его грота берет начало р. Масса, правый приток Верхней Роны.

Максимальные скорости движения льда, измеренные непосредственно ниже Конкордияплац, составили 190 м/год. Измерения на Юнгфрауфирне на высоте 3460 м в 20-метровом шурфе и 130-метровом тоннеле, где толщина ледника оказалась равной 50 м, показали, что в верхних 20 м температура фирново-ледяной толщи близка к точке таяния, а у ложа температура льда была несколько ниже точки таяния, но и там трещины были заполнены водой. Таким образом, ледник можно отнести к теплым.

С 1870 г. до настоящего времени ледник отступил примерно на 2 км. Толщина льда на месте современного конца уменьшилась на 120—150 м. Только с 1959 по 1980 г. конец отступил на 570 м, хотя баланс массы ледника за этот период был положительным (в среднем +29,9 г/см² в год). По-видимому, конец ледника на изменение баланса массы реагирует с запозданием.

К северо-востоку от Большого Алечского ледника в том же направлении стекает второй по величине в Бернских Альпах и третий во всей Альпийской



Гора Юнгфрау
и ее ледники

50 м/год в месте слияния его главных истоков — *ледников Лаутеаар* и *Финстераар*. В 1827—1841 гг. максимальная скорость движения льда была вдвое больше. С последней четверти XIX по середину XX в. конец ледника отступил на 1270 м. Между 1969 и 1980 гг. отступание конца составило 160 м, уменьшалась и толщина ледника — только с 1942 по 1949 г. ледник стал тоньше на 14 м.

Иначе вели себя Гриндельвальдские ледники, спускающиеся по крутому северо-западному склону Бернских Альп. *Верхний Гриндельвальдский ледник* имеет средний уклон 33°, скорость движения льда от 10 до 47 см/сут. С 1969 по 1980 г. конец ледника непрерывно наступал; до 1975 г. — со скоростью около 40 м/год, а с 1975 г. — около 6,5 м/год. Общее наступание составило 310 м.

Нижний Гриндельвальдский ледник до 1977 г. медленно отступал, а с 1977 по



Ледники района
г. Финстерааархорн

горной системе *ледник Фишер* (пл. 33,1 км^2).

Крупный *Нижнеаарский ледник* (дл. 13,5 км, пл. 28,4 км^2) очень пологий (2—3°), конец его сильно заморенен и спускается в оз. Гримзель близ одноименного перевала. Этот ледник тщательно изучался на протяжении почти полутора столетий. Максимальная толщина ледника около 400 м. Скорость движения льда в 1946—1947 гг. была небольшой близ конца (около 6 м/год) и постепенно увеличивалась вверх по леднику до 40—

1980 г. сразу продвинулся на 200 м и оканчивался на самой низкой отметке для ледников Альп (1260 м).

Северо-восточная часть Бернских Альп отрезана от их центральной части широкой долиной Хаслиталь. Горы там несколько ниже, чем в Аарском массиве, но также несут значительное оледенение. В районе г. Даммаштокк (3630 м) начинается один из самых известных и часто посещаемых туристами *Ронский ледник* (дл. 10,2 км, пл. 17,4 км^2) — исток крупнейшей в Альпах р. Роны.

Ронский ледник
Рисунок 1825 г.

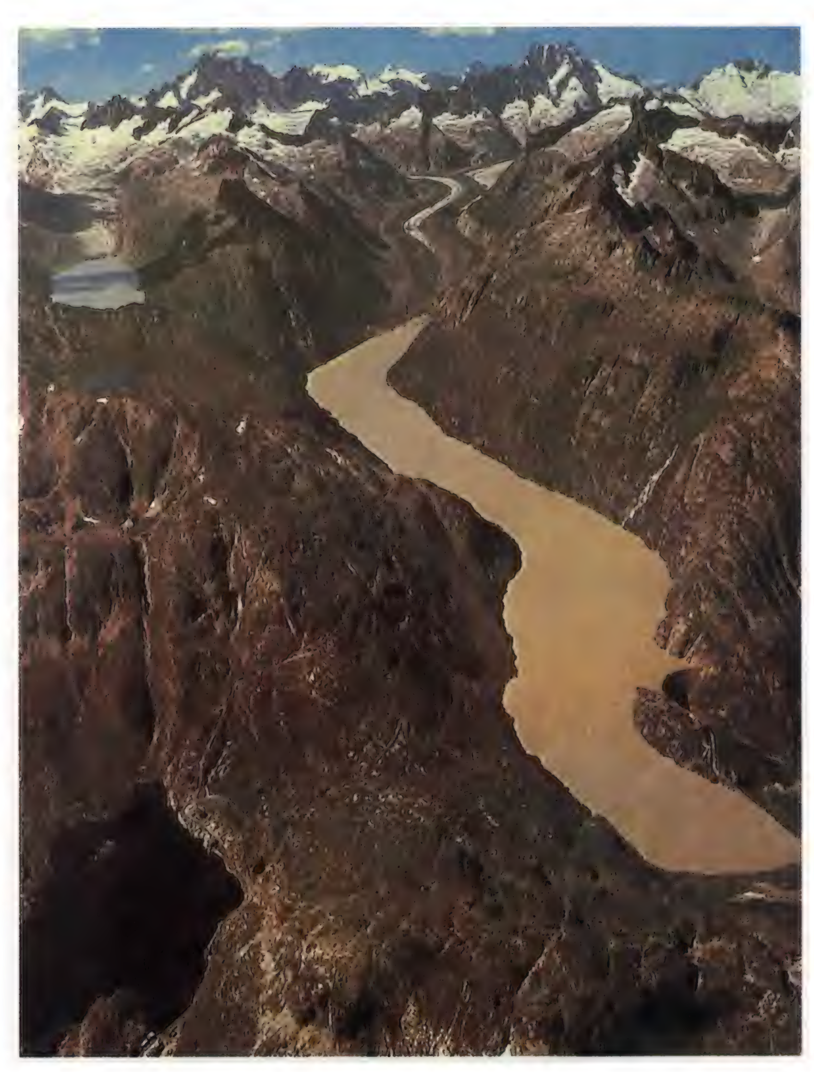


Фото Ронского ледника
с той же точки в 1980 г.

Толщина льда, измеренная на высоте 2500 м, — 230 м. Максимального развития ледник достигал в начале XVII в. и с тех пор отступает с небольшими задержками. Он оставил морены отступания, которые датируются 1640, 1818, 1856 и 1921 гг. В 1874 г. ледник оканчивался на высоте 1770 м, в 1961 г. — на высоте 2060 м, а в 1980 г. — на высоте 2140 м. В 1960-е годы ледник отступил на 144 м, а в 1970-е наступил на 35 м. Наглядное представление об изменении положения конца Ронского ледника можно получить, сравнивая рисунок 1825 г. с фотографией нашего времени.

Северо-восточным продолжением Бернских Альп являются **Гларнские Альпы,** протянувшиеся почти на 60 км между реками Реус и Рейн. Высшая точка — г. Тёди (3614 м). Всего в Гларнских Альпах 108 ледников общей площадью 67,9 км^2. Крупнейший — *ледник Хуффифирн* (дл. 7 км, пл. 13,7 км^2). С 1970 по 1980 г. конец ледника медленно наступал со средней скоростью 4,2 м/год, общее наступание за 10 лет составило 42 м.

Ледник Грис
и оз. Грисзее



Лепонтинские Альпы протягиваются в северо-западном направлении от Симплонского перевала до среднего течения Заднего Рейна. Они являются естественным продолжением Пенинских Альп, но высоты их значительно меньше (до 3000—3200 м). Оледенение представлено в основном ледниками малых форм (каровыми, карово-долинными, висячими). Типичных долинных ледников сравнительно немного. Всего в Лепонтинских Альпах около 200 ледников общей площадью 94,5 км^2. Из них на швейцарской стороне 174 ледника общей площадью 81 км^2 и на итальянской — 26 ледников общей площадью 13,5 км^2.

Простой долинный *ледник Грис* (дл. 6,2 км, пл. 6,3 км^2) выбран для наблюдений за балансом массы. За 15 лет (с 1965/66 по 1979/80 г.) баланс массы ледника 8 лет был положительным и 7 лет отрицательным. В среднем за весь период наблюдений он был слабоотрицательным (−3 г/см^2 в год с колебаниями в отдельные годы от +126 до −107 г/см^2). Конец ледника с 1962 по 1980 г. все время отступал. Общее отступание составило 492 м. Озеро у конца ледника, огражденное искусственной дамбой, увеличилось за это время по площади в несколько раз.

Восточнее Заднего Рейна, по левобережью р. Инн, с юго-запада на северо-восток протягиваются **Ретийские Альпы.** На севере они переходят в горную группу Сильвретта с пиками Буин (3312 м)



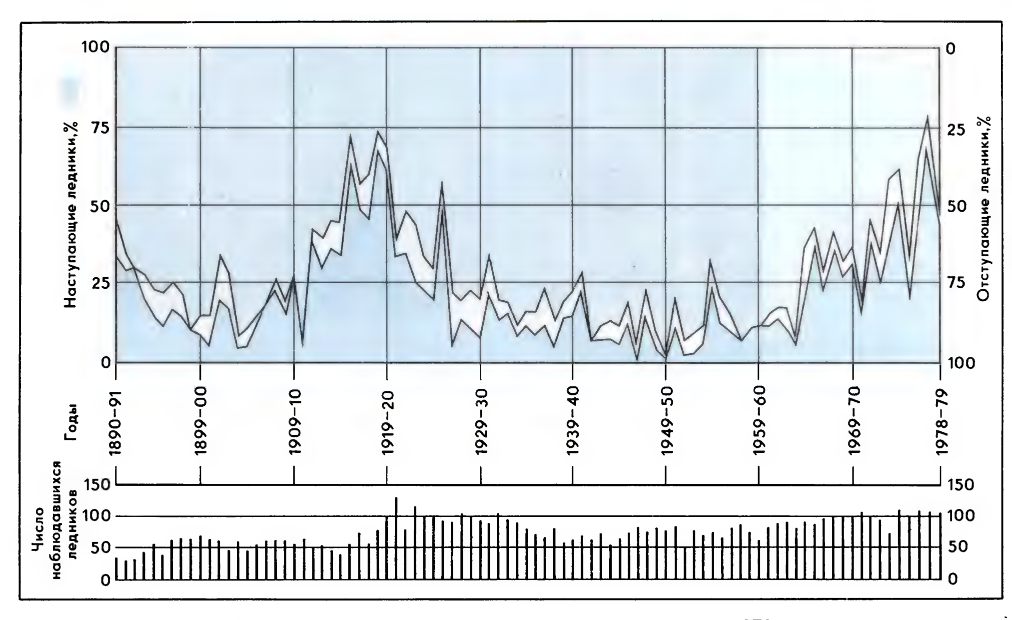
Альпы — крупнейший центр горнолыжного спорта и туризма

и Флутхорн (3399 м). Часть этой горной группы на территории Швейцарии, часть — Австрии. На швейцарской стороне 34 ледника общей площадью 16 км^2. *Ледник Сильвретта* (дл. 3,5 км, пл. 3,3 км^2) — самый крупный из них, принадлежит бассейну Рейна. На леднике с начала 1960-х годов проводятся балансовые наблюдения. За 21 год (1960—1980 гг.) 11 лет баланс был положительным и 10 лет отрицательным. В среднем он был равен +5 г/см^2 в год с колебаниями от −141 до +134 г/см^2. В тот же период конец ледника медленно отступал со скоростью 3,3 м/год.

К югу от горной группы Сильвретта по гребню Ретийских Альп вокруг наиболее высоких вершин рассеяно много мелких ледников.

На юго-востоке Швейцарии, между истоками р. Инн и правых притоков р. Адда, в пограничном районе Швейцарии и Италии поднимается живописный горный **массив Бернина** (4049 м).

На швейцарской стороне здесь 153 ледника общей площадью 104,1 км^2, в том числе несколько ледников площадью более 8 км^2 каждый. Самый большой в массиве — *ледник Мортерач* (дл. 7,5 км, пл. 17,2 км^2). Вытекающий из него ручей относится к бассейну р. Инн.



Колебания ледников Швейцарских Альп с 1890 по 1979 г.

С 1857 по 1979 г. конец ледника отступил на 1777 м. Отступали и другие ледники. Массив Бернина — один из красивейших в Альпах и пользуется большой популярностью у туристов и альпинистов.

Ледники Итальянских Альп
По традиции гляциологи Италии делят Альпы в своих национальных границах на 3 основные части: Западные (Альпы Пьемонта), Центральные (Альпы Ломбардии) и Восточные (Венецианские Альпы). Границей между первыми и вторыми служит перевал Феррет, между вторыми и третьими — перевал Бреннер. К Альпам Пьемонта относятся итальянские части Приморских, Коттских, Грайских Альп, массив Гран-Парадизо, юго-восточный склон Монблана. Альпы Ломбардии включают южные склоны Пенинских, Лепонтинских, Ретийских Альп и массива Бернина. К Венецианским Альпам относятся южные склоны Эцтальских и Циллертальских Альп, а также массивы Адамелло, Ортлер, Презанелла и Доломитовые Альпы с главной вершиной Мармолада (3342 м).

На всех перечисленных хребтах и массивах много ледников разных размеров и типов. По числу резко преобладают ледники площадью менее 1 км^2, но 67% общей площади оледенения приходится на малочисленные более крупные долинные и сложные долинные ледники. Всего на территории Италии 835 ледников общей площадью 526,3 км^2. Кроме того, 396 снежников имеют площадь 23,9 км^2. Крупнейшие ледники Итальянских Альп помещены в Прилож. № 4, табл. 9.

Ледники распределены неравномерно как между отдельными районами Итальянских Альп, так и внутри этих районов.

В **Альпах Пьемонта** на итальянском склоне Приморских Альп всего 7 маленьких ледников (площадь самого большого 0,2 км^2), расположенных в карах и сильно заморененных. Это остатки более значительного оледенения в прошлом. В Коттских Альпах около двух десятков каровых и висячих ледников, главным образом на г. Монте-Визо (3841 м). Площадь самого большого из них 0,7 км^2.

Оледенение **Грайских Альп** и особенно **массива Гран-Парадизо** (4061 м) более значительно. Здесь ледников больше и они крупнее. Всего на этом участке 165 ледников общей площадью 95,5 км^2.

На итальянской стороне Монблана более 30 ледников общей площадью 42 км^2. Самые крупные из них — сложные долинные *ледники Миаж* и *Бренва*. Язык ледника Миаж сильно засыпан мореной и поэтому длительное время практически стационарен. Ледник Бренва между 1920 и 1940 гг. продвинулся примерно на 500 м в результате того, что его поверхность покрыл большой оползень, предохранивший лед от таяния. К 1957 г. конец ледника отступил на 50 м, а в 1970-е годы он очень медленно наступал.

Альпы Ломбардии начинаются на западе Пенинскими Альпами, южный склон которых принадлежит Италии. В **Пенинских Альпах,** включая Маттерхорн и массив Монте-Роза, на территории Италии около 100 ледников общей площадью 84 км^2. Здесь расположены известные *ледники Лис, Большая Верра, Бельведер*. С конца прошлого века ледники отступают, но в последние десятилетия положение их концов близко к стационарному. Далее на восток, от перевала Симплон до перевала Сплюген, протягиваются **Лепонтинские Альпы.** На их южном итальянском склоне 26 ледников общей площадью 13,5 км^2. На южном склоне **Ретийских Альп** оледенение незначительно.

Здесь около десятка ледников общей площадью 2,5 км^2.

Значительным центром компактного оледенения является массив Бернина, в котором на итальянской стороне 80 ледников общей площадью около 40 км^2. Из них 4 ледника крупнее 5 км^2. Один из них — *ледник Сцерстен-Инфериор* с 1928 по 1957 г. отступил на 750 м и стал оканчиваться выше на 230 м. Позднее отступание замедлилось.

В Венецианских Альпах расположено несколько крупных очагов оледенения, приуроченных к наиболее высоким горным массивам. В горной группе Ортлес-Чеведале с господствующими высотами 3800 — 3900 м есть около 120 ледников общей площадью 44 км^2. Здесь расположен крупнейший в Италии *ледник Форно* (дл. 5,5 км, пл. 13,2 км^2), типичный альпийский долинный ледник. Между 1864 и 1957 гг. его конец отступил примерно на 2 км, но в 1976 — 1980 гг. быстро наступал (за 4 года продвижение концов составило 170 м).

Ледник Каресёр (дл. 3,3 км, пл.

5,1 км^2, максимальная толщина 100 м) был выбран для балансовых наблюдений по программе МГД. С 1970/71 по 1978/79 г. знак баланса неоднократно менялся. В течение 4 лет баланс массы был положительным (от +8 до +99 г/см^2) и 5 лет — отрицательным (от −18 до −128 г/см^2). В среднем за 9 лет баланс был слабоотрицательным (−12 г/см^2 в год). Положительный баланс массы ледник имел в годы с холодным и сырым летом, отрицательный — с сухой и солнечной погодой в теплое время года.

В **Эцтальских и Циллертальских Альпах** на итальянской стороне расположено более 100 мелких ледников общей площадью около 80 км^2.

В **Доломитовых Альпах** — около 30 ледников общей площадью 9 км^2. Самый крупный из них — *ледник Мармолада* (дл. 1,6 км, пл. 3,0 км^2) — покрывает бóльшую часть северного склона г. Мармолада и оканчивается на высоте 2600 м. За 50 лет (1910 — 1960 гг.) ледник потерял более 60% своей массы. Восточнее в Доломитовых горах на отдельных горных массивах лишь в благоприятных формах рельефа встречаются очень мелкие ледники. Самый большой из них немного крупнее 0,4 км^2.

В **Юлийских Альпах,** пограничных с Югославией, на итальянской территории 7 ледников. Все они мельче 0,1 км^2.

В Апеннинских горах единственный *ледник Кальдероне* (пл. 0,06 км^2) расположен в горном массиве Гран-Сассо-д'Италия (высшая точка — г. Корно, 2914 м). Это самый южный ледник Италии (42°28′ с. ш., 13°33′ в. д.). Ледник каровый, оканчивается он на высоте 2680 м. С конца прошлого до середины нашего века он уменьшился и по площади, и по толщине. В 70-е годы был близок к стационарному.

На территории Югославии 2 ледника: в Юлийских Альпах на г. Триглав (2863 м) — *ледник Триглав* и *ледник Скута* в районе г. Гриктовец (2558 м). Ледник Триглав круто (20 — 30°) спускается с высоты 2550 до 2400 м. В 1870 г. его площадь была равна 0,45 км^2, к 1960 г. она не превышала 0,13 — 0,17 км^2. В 60-е годы сокращение ледника приостановилось. Ниже современного конца ледника есть три серии конечных морен. Очень крутой ледник Скута (42°) лежит между 2000 и 2160 м— это самый восточный и самый низколежащий ледник в Альпах. С 1913 по 1960 г. ледник настолько деградировал, что оказался на грани исчезновения.

Ледники Австрийских Альп

На территории Австрии ледники сосредоточены в горных группах и хребтах северной части Восточных Альп: это массив Сильвретта, Эцтальские Альпы, Штубаирские Альпы, Циллертальские Альпы и горные группы Венедигер, Гранатшпиц, Гроссглокнер, Гольдберг, Анкогель, Нохкёниг, Дахштейн.

Всего на территории Австрии 878 ледников общей площадью 561,1 км^2. Кроме того, 218 многолетних снежников общей площадью 17,9 км^2. Ледники Австрийских Альп отступают. За последнее столетие их площадь сократилась на 46%, некоторые ледники совсем исчезли. Крупнейшие ледники Австрийских Альп характеризуются в Прилож. № 4, табл. 10.

Эцтальские Альпы — самый значительный очаг оледенения Восточных Альп. Здесь сосредоточены крупные хорошо изученные *ледники: Гепачфернер, Гурглер, Хинтерайсфернер, Фернагтфернер, Миттельберг*. Ведутся систематические наблюдения за колебаниями концов 27 ледников. Большинство из них отступает.

Ледник Хинтерайсфернер (дл. 7,7 км, пл. 9,5 км^2, максимальная толщина 224 м, высота конца 2390 м). С 1959 по 1980 г. конец ледника непрерывно отступал со средней скоростью 23 м/год. Общее отступание за этот период составило около 480 м. Баланс массы ледника с 1952 по 1963 г. был отрицательным (−48 г/см^2 в год), с 1964 по 1968 г. — положительным (+40,7 г/см^2 в год), с 1969 по 1980 г. — вновь отрицательным (−17,7 г/см^2 в год).

Ледник Фернагтфернер давно привлекает к себе внимание необычным поведением. Периодически он очень быстро наступал примерно на 2 км и спускался на 450 м по высоте (от 2560 до 2110 м), перегораживал долину и создавал подпрудное Рофенское оз. Прорывы этого

озера вызывали катастрофические паводки. Такие подвижки ледника были в 1599, 1678, 1770, 1843 гг. Скорость движения льда достигала 12,5 м/сут., а возможно, и больше. В последние десятилетия конец ледника отступает — с 1960 по 1980 г. отступание составило 480 м. Баланс ледника в 1966 — 1968 гг. был положительным (в среднем +44 г/см^2 в год), в 1969 — 1973 гг. — отрицательным (−27 г/см^2 в год), с 1974 по 1980 г. — вновь положительным (+18 г/см^2 в год).

Штубаирские Альпы — второй по размерам оледенения район Австрии. Ледников здесь много, но они невелики. Самые крупные: *Зульцеталь* (дл. 4,1 км, пл. 4,5 км^2), *Лизенер* (дл. 4,6 км, пл. 4,2 км^2), *Зульценау* (дл. 3,7 км, пл. 4,7 км^2). На 23 ледниках проводятся систематические наблюдения за колебаниями концов. Конец ледника Зульцеталь с 1968 по 1973 г. отступил на 167 м, а с 1974 по 1980 г. наступил на 33 м. Ледник Лизенер с 1968 г. медленно отступал до 1975 г., а затем стал медленно наступать. Ледник Зульценау с 1975 по 1980 г. наступил на 113 м. В целом по району отступающих ледников за последние десятилетия было больше, чем наступающих.

В **массиве Венедигер** на 12 ледниках ведутся наблюдения за колебаниями концов. Здесь 7 ледников крупнее 5 км^2.

Крупный очаг оледенения расположен в **массиве Глоссглокнер** с высшей точкой — пиком Глокнер (3797 м). Здесь находится и самый большой в Австрийских Альпах *ледник Пастерце* (дл. 9,2 км, пл. 20,0 км^2). Он имеет обширную область питания, которая отделена от ледникового языка ледопадом. Длинный (ок. 6 км) и очень пологий (ок. 4°) язык на $^1/_3$ покрыт мореной. Оканчивается он на высоте 2070 м. Начиная с 1850 г. ледник отступает. С этого времени высота фирновой линии увеличилась с 2650 до 2900 м. Только за период с 1968 по 1980 г. конец ледника отступил на 185 м.

В **массиве Гранатшпиц** ледники мелкие. Здесь изучается *ледник Зоннблик* (дл. 1,5 км, пл. 1,8 км^2, выс. конца 2500 м, фирновой линии 3050 м). Близ этого ледника на высоте 2315 м расположена высокогорная обсерватория Зоннблик, что позволяет сопоставлять колебания баланса массы ледника с колебаниями климата. С 1963 по 1980 г. в течение 13 лет баланс массы ледника Зоннблик был положительным (от +8 до +198 г/см^2 в год) и в течение 4 лет отрицательным (от −25 до −93 г/см^2 в год). В целом за весь этот период баланс массы был положительным (+24,7 г/см^2 в год). Это неплохо согласуется с климатическими условиями — с общим похолоданием в эти годы и увеличением твердых осадков.

В горных массивах Гольдберг, Хохкёниг, Анкогель и Дахштейн оледенение незначительное, ледники мелкие. В массиве Дахштейн (2993 м) 8 маленьких ледников. Самый большой из них имеет площадь 3,3 км^2. Это самые северные ледники в Альпах. Все они имеют северо-восточную и северо-западную экспозиции и лежат в благоприятных для накопления снега формах рельефа. За последние 100 лет площадь ледников этой группы сократилась примерно вдвое.

На территории **ФРГ** в **Баварских Альпах** есть 5 маленьких ледников общей площадью 1,1 км^2. Самый большой из них — *ледник Северный Шнеефернер* (дл. 0,9 км, пл. 0,37 км^2). За последние 100 лет размеры баварских ледников сильно уменьшились.

Ледники Альп играют существенную роль в водоснабжении альпийских стран, и особенно в их энергетике. Поэтому издавна придается большое значение наблюдениям за режимом ледников и колебаниями их концов. Наблюдения проводятся на нескольких сотнях ледников, и полученные сведения систематически публикуются. С середины XIX в. большинство ледников Альп отступало. Некоторое увеличение числа наступающих ледников произошло между 1911 и 1926 гг. Тогда их было больше, чем отступающих. Позднее и до середины 1960-х годов резко преобладали отступающие ледники, а затем снова произошло оживление ледников и наступание их концов — к концу 1970-х годов доля наступающих ледников превысила 50%. Соотношение отступающих, стационарных и наступающих ледников Швейцарских Альп за период с 1891 по 1979 г. хорошо видно на графике. Наблюдалась определенная закономерность: в годы с



Типичный каровый ледник на северном склоне массива Виньемаль. Пиренеи

холодным летним периодом и теплой многоснежной зимой ледники наступали, в сухие годы с солнечным летом — отступали. Большие пологие ледники реагируют на климатические изменения значительно медленнее, чем крутые и короткие. Картина получается довольно сложная, но при осреднении поведения большого числа ледников за достаточно длительное время их колебания приближенно отражают колебания климата. С 1959 по 1970 г. по наблюдениям за колебаниями концов 280 альпийских ледников 69% их отступало, 15% оставалось стационарными, 16% наступало. Позднее это соотношение начало меняться на противоположное.

Так, в Восточных Альпах поверхность практически всех ледников до 1950 г. понижалась, а позднее (1950 — 1980 гг.) она начала повышаться на большинстве из них. Со временем это неизбежно скажется и на поведении концов ледников. Но большого наступания ледников в ближайшие десятилетия не ожидается.

[*Коновалова*. 1968; Fluctuations... 1967, 1973, 1977, 1985; Catasto... 1959; Каталог ледников Австрии, Каталог ледников Франции; *Müller et al.* 1976; *Mercer*. 1975a; *Müller*. 1980].

Пиренеи — горная система на юго-западе Европы, протягивается от Бискайского залива Атлантического океана до Средиземного моря на 450 км при ширине от 20 до 110 км. Средняя высота Пиренеев около 1200 м, максимальная — 3404 м (пик Ането). По главному гребню водораздела проходит граница между Францией и Испанией. Северный склон Пиренеев круто обрывается к Гароннской низменности, южный, более широкий, спускается к Арагонской низменности рядом скалистых сьерр. В средней, самой высокой части горного поднятия, широко развиты альпийские формы рельефа — свидетельство довольно обширного четвертичного оледенения. Небольшие современные ледники сохранились лишь в благоприятных условиях рельефа в западной и центральной частях горной системы, главным образом на более влажном северном склоне. Восточная оконечность хребта и южный склон имеют средиземноморский климат с сухим летом, и здесь условия для существования ледников неблагоприятны. Снеговая линия поднимается примерно с 2900 м на западе до 3100 м на востоке центральной части хребта.

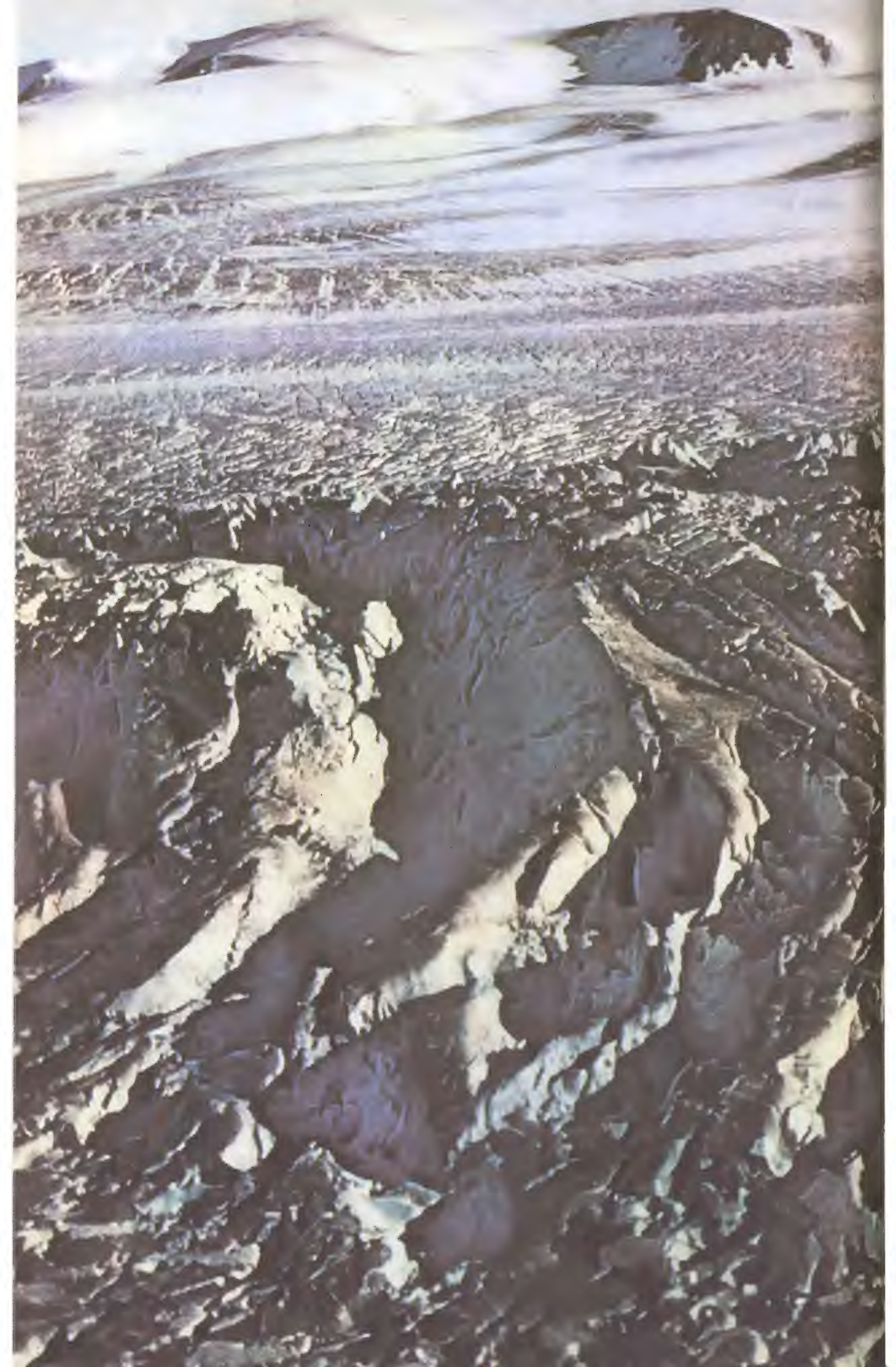
Всего в Пиренеях насчитывается около 70 ледников общей площадью 15 км^2. Все они очень маленькие, и некоторые из них находятся на грани исчез-

новения. Только один *ледник, Ането* (на территории Испании) имеет площадь более 1 км^2 — он самый большой в Пиренеях. Преобладают каровые ледники и ледники склонов. Последние представляют собой узкие полоски льда вдоль задних стен пустых каров или же занимают скальные карнизы у гребней хребтов. Каровые ледники находятся в лучших условиях питания и лучше защищены от воздействия прямой солнечной радиации, поэтому они лучше и сохранились при современной общей тенденции к отступанию ледников. Полное описание пиренейских ледников было выполнено в 1900 — 1909 гг. [*Caurier*. 1921], но с тех пор оледенение этого района сильно сократилось, многие ледники полностью исчезли, а другие разделились на несколько более мелких ледников. С максимума оледенения в середине XIX столетия до 1956 г. самые крупные ледники потеряли около 40% своего объема. Сокращение ледников прекратилось или сильно замедлилось между 1956 и 1961 гг.

Современные ледники сосредоточены в Центральных Пиренеях, на участке протяженностью 110 км, шестью изолированными группами (с запада на восток): 1. Район пика Баллейтоуз (3144 м). Самый большой ледник в этой группе — *Невилль*. В 1930 г. его площадь равнялась 0,75 км^2, а в настоящее время — всего 0,3 км^2. 2. Группа пика Виньмаль (3298 м). Здесь несколько ледников. Крупнейший из них — *д'Оссое* — в 1930-е годы имел в длину 2 км, ширину 800 — 900 м и спускался до высоты 2500 м. Толщина его была более 100 м [*Plande*. 1939]. К 1963 г. он отступил на 700 м от морены XIX в. 3. Группа ледников цирка Гаверни и пика Монте-Пердидо (3355 м) — самая обширная в Пиренеях. Преобладают ледники двух типов: ледники ущелий, вытянутые вниз по склонам между крутыми останцами скал, и ледники, занимающие террасы и уступы склонов. Последние широкие и короткие и ограничены сверху и снизу обрывами. Лед с верхней террасы или уступа стекает на нижнюю в виде ледопада или, что более часто, падает лавинами. С начала XX в. до 30-х годов ледники сильно сократились в размерах. Площади самых крупных в 60-х годах не превышали 0,35 км^2. 4. Ледники группы пика Лонг (3194 м) расположены целиком на территории Франции. Все они очень маленькие и с середины прошлого века непрерывно отступают. 5. В районе г. Позе (3375 м) расположено несколько ледников. Из них 4 занимают склоны обширного цирка Портильон. Они являются остатками более крупного ледника, который в начале XX в. занимал весь цирк и находился в контакте с мореной в его устье. В 1912 г. площадь этих ледников составляла 1,03 км^2, к 1952 г. уменьшилась до 0,5 км^2, а их объем сократился на 75 — 90%. К 1954 г. отступание закончилось, но в 1962 г. оно возобновилось. В то же время лежащий по соседству ледник имеет размеры 700×500 м и производит впечатление «здорового». 6. В районе пика Ането и пика Маладета (3312 м) на территории Испании расположен самый восточный очаг оледенения Пиренеев. Здесь находится крупнейший ледник всей горной системы — Ането, имеющий 4 км в длину, 1,8 км в ширину. Кроме того, здесь есть еще 3 менее значительных ледника.

Имеется сообщение еще об одном лавинном ледничке на Пиренейском п-ове — на хр. Сьерра-Невада. Он расположен на северном склоне г. Велета в сильно затененном месте на высоте около 2900 м. Это самое южное (37° с. ш.) ледниковое образование в Европе.

[*Caurier*. 1921; *Калесник,* 1968; *Höllerman*. 1968; *Mercer*. 1975 b]



ЛЕДНИКИ ГРЕНЛАНДИИ И КАНАДСКОЙ АРКТИКИ

Глава 1

ГРЕНЛАНДИЯ

Гренландия — остров в Северном Ледовитом и Атлантическом океанах. Площадь этого самого большого в мире острова 2 186 тыс. км^2, длина 2600 км, поперечник в самом широком месте около 1200 км. Почти 79% общей площади Гренландии занимает Гренландский ледниковый щит.

Местами край ледникового щита обрывается в море, но местами побережье более или менее свободно ото льда, и вдоль берега тянутся горы, сквозь прорывы в которых выводные ледники с ледяного щита стекают к морю и продуцируют айсберги. Айсберги ветрами и течениями уносятся далеко от берегов. Некоторые из них достигают широты Ньюфаундленда, создавая большую опасность для судоходства (вспомним хотя бы гибель «Титаника» в 1912 г.).

Наиболее высокие горы расположены на восточном побережье Гренландии, где ширина прибрежной полосы доходит до 300 км. Не покрытые льдом вершины поднимаются выше 3000 м — г. Гунбьёрн (3700 м), г. Форель (3360 м) и др. На западе средняя высота гор 1500 м (отдельные вершины поднимаются до 2170 м), на севере нет гор выше 1950 м.

В прибрежных районах за пределами ледникового щита располагаются независимые ледяные купола и ледники общей площадью около 76 тыс. км^2. Крупнейшие из них — ледяной *купол Суккертоппен* площадью 2330 км^2 на юго-западном побережье и очень большой мало изученный ледяной *купол Флейд-Исблинк* на северо-востоке Гренландии. Кроме этих больших ледяных куполов много более мелких ледниковых образований разных размеров и типов, расположенных в прибрежных горах и на плоскогорьях. Здесь встречаются ледниковые купола, долинные, каровые, висячие, предгорные, приливно-отливные ледники, ледники подножий и др. В зоне фьордов и нунатаков в восточной части Гренландии многие ледники примыкают к ледяному щиту, не будучи с гляциологической точки зрения его частями. Они образуют переходный тип оледенения — от покровного к горному.

◀ Гренландский ледниковый покров. На переднем плане краевая зона трещин

Остров сложен преимущественно архейскими кристаллическими породами (гнейсы, граниты, слюдистые сланцы), смятыми в складки. На севере и северо-востоке представлены нижнепалеозойские осадочные и метаморфические породы. Из более молодых на побережье встречаются меловые и кайнозойские осадочные породы, а также базальты, излияния которых связаны с поднятием острова в кайнозое, сопровождавшимся разломами земной коры. Палеоген и неоген в Гренландии характеризовались теплым климатом и богатой растительностью. Поднятие острова наряду с похолоданием климата в начале четвертичного периода явилось причиной оледенения. Вечные снега и льды появились прежде всего в прибрежных горных районах. Разрастаясь и сливаясь, они образовали общий ледяной покров, который, еще более охлаждая климат, способствовал своему росту. Под влиянием нагрузки огромной толщи льда произошло изостатическое опускание внутренних частей Гренландии местами ниже ур. м.

Во время максимального оледенения ледниковый покров распространялся за современные пределы Гренландии, вдаваясь в море обширными шельфовыми ледниками. Никогда не была сплошь покрыта льдом лишь Земля Пири на севере острова. Площадь щита при максимальном оледенении была в 1,3 раза, а объем — в 1,4 раза больше современных [*Чижов*, 1976]. При последующем потеплении климата началась деградация оледенения с его краев, сопровождавшаяся изостатическим поднятием берегов.

К л и м а т Гренландии определяется географическим положением острова, окружающими его водами и льдами, а также самим ледниковым покровом. Гренландия, лежащая между 68 и 83° с. ш., является своеобразным барьером, который усложняет арктическую и субарктическую циркуляцию воздушных масс. Северная точка Гренландии, мыс Моррис Джезуп, расположена всего в 700 км от Северного полюса. Южная,


к западу от Гринвича
к востоку от Гринвича
м.Моррис-Джесуп
пр.Робсон
Земля Пири
Индепенденс фьорд
м.Нор
купол Флейд Исблинк
ледн. Райдер
ледн. Академи
Земля Расмуссена
ледн. Петермана
ледн. Гумбольдта
пр. Смит
Земля Кнуда
м.Йорк
2743
2347
Земля короля Фредерика VIII
Земля Королевы Луизы
ледн. Сторстреммен
ГРЕНЛАНДСКОЕ МОРЕ
МОРЕ БАФФИНА
ледн. Стенструпа
Земля короля Кристиана X
ледн. Упернавик
ледн. Ринка
2828
Земля Скорсби
зал. Скорсби
м.Брустер
ледн. Якобсхавн
3147
ледн. Кангердлугссуак
г. Гунбьерн
3700
Земля короля Кристиана IX
Датский пролив
Девисов пролив
Северный полярный круг
г. Форель
3360
2438
купол Суккертоппен
ледн. Сермилик
Готхоб (Нук)
ледн. Умивик
Берег короля Фредерика VI
ледн. Тингмиармиут
ледн. Фредериксхоб-Исблинк
ОКЕАН
АТЛАНТИЧЕСКИЙ
м.Фарвель (Уманарссуак)
Граница оледенения на суше
Ледниковый покров и выводные ледники
Суша, свободная от льда
3360 Отметки высот над уровнем моря
120 км
90°
80°
70°
60°
50°
40°
30°
20°
10°
0°
10°
75°
70°
65°
60°

мыс Фарвель, — на широте Осло и Ленинграда. Для Гренландии характерен значительный климатический градиент в направлении как с севера на юг, так и между берегом и внутренними частями. На севере и северо-востоке острова климат арктический, суровый и сухой; на южном побережье климат морской, субарктический. В центре Гренландии климат континентальный арктический. Вдоль восточного побережья Гренландии происходит основной вынос холодных вод и льдов из Арктического бассейна. Зимой льды блокируют восточное побережье до южной его оконечности. Холодное Восточно-Гренландское течение огибает мыс Фарвель и поворачивает на запад и северо-запад вдоль западного побережья острова. Здесь его воды, соприкасаясь с водами теплого Северо-Атлантического течения, нагреваются и несколько смягчают климат западного побережья. Средняя температура января изменяется на побережье от −7° на юге до −36° на севере, июля — от +10° на юге до +3° на северо-западе. В центре Гренландии средняя температура февраля −47° (абсолютный минимум −70°), июля −11°. Здесь сильно сказывается охлаждающее воздействие ледникового покрова. Если бы его не было, при прочих равных условиях температура воздуха зимой была бы выше на 15,5°, а летом — на 4,4° [*Чижов*. 1976]. Гренландский ледниковый щит оказывает также охлаждающее воздействие на прибрежные районы, а тающие айсберги — на акваторию окружающих морей.

Гренландия питается влагой, поступающей с Атлантического океана. Из-за больших температурных контрастов между холодным ледником и сравнительно теплым океаном у южной оконечности Гренландии формируются циклоны, что приводит к интенсивному выпадению здесь атмосферных осадков. Далее к северу циклоны проходят вдоль восточного и западного побережий Гренландии по двум барическим ложбинам — Исландско-Карской и Баффиновой. Наиболее глубокие циклоны пересекают остров. Они сопровождаются сильными ветрами, резкими изменениями температуры и выпадением осадков. Наряду с этим охлаждение воздуха над ледяным щитом вызывает образование антициклонов.

◀ Оледенение Гренландии [Атлас Арктики. 1985]

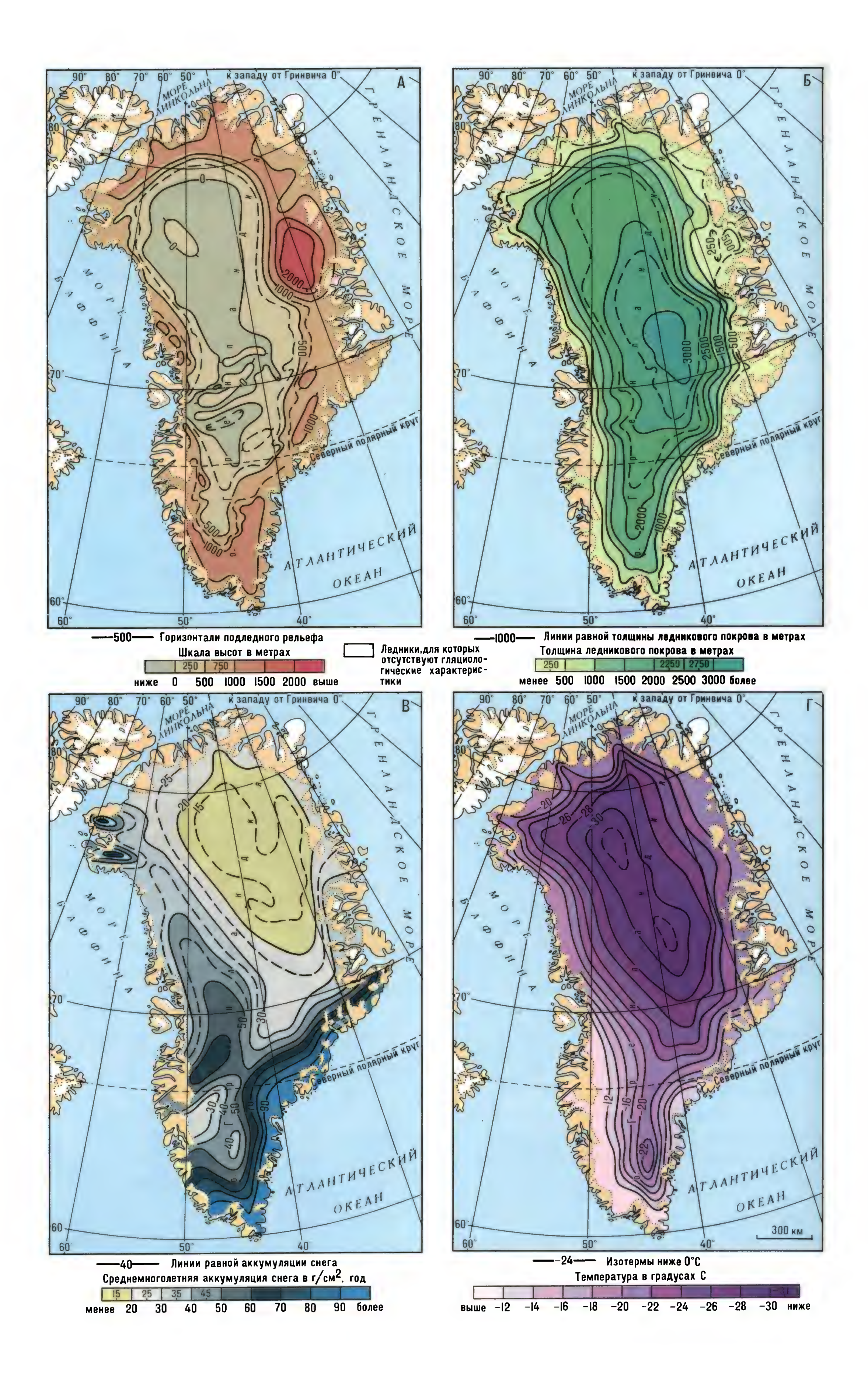
Осадки, за исключением прибрежных районов, выпадают главным образом в твердом виде. В южной части острова годовое количество осадков превышает 1000 мм, к северу оно уменьшается до 400—600 мм в средней части и до 50—100 мм на северной оконечности острова.

Фирновая линия на юге острова проходит на высоте около 1800 м, к северу она постепенно снижается до 900—1200 м, а в некоторых районах еще ниже (например, в районе Туле — до 635 м). На отдельных ледниках и ледниковых куполах положение фирновой линии колеблется в зависимости от ориентировки склонов относительно влагонесущих ветров и орографии местности.

Гренландский ледниковый щит (пл. 1 726 400 км^2) занимает всю внутреннюю часть острова. Он, так же как и остров, вытянут с юга на север. Местами через прорывы в окружающих его горных хребтах широкие ледяные потоки спускаются в океан или в верховья фьордов. Многие выводные ледники не доходят до берега, а оканчиваются на суше, образуя расширенные концы. В других местах ледяной фронт представляет собой непрерывную стену или, реже, скат, тянущийся на значительные расстояния. Такой край щита особенно характерен для северной части.

Поверхность щита полого повышается от берегов в глубь острова. На ней много небольших пологих холмов, гряд, впадин и террас, обусловленных местными различиями аккумуляции снега, его выдувания, абляции, движения льда и др. В краевых частях ниже 1800—2000 м поверхность слабо расчленена водными потоками, возникающими при летнем таянии.

Наиболее высокий участок щита имеет форму пологого свода, вытянутого с севера на юг. Его высшие точки — два купола, разделенные поперечным понижением. Южный купол (64° с. ш.) поднимается до 2850 м над ур. м., а северный (72° с. ш.) — до 3300 м. Ледораздел проходит вдоль 37° з. д. и лежит ближе к восточному краю Гренландии, за исклю-


А
Б
В
Г
к западу от Гринвича 0°
МОРЕ ЛИНКОЛЬНА
ГРЕНЛАНДСКОЕ МОРЕ
МОРЕ БАФФИНА
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН
Северный полярный круг
Гренландия
300 км
—500— Горизонтали подледного рельефа
Шкала высот в метрах
ниже 0 250 500 750 1000 1500 2000 выше
Ледники, для которых отсутствуют гляциологические характеристики
—1000— Линии равной толщины ледникового покрова в метрах
Толщина ледникового покрова в метрах
менее 250 500 1000 1500 2000 2250 2500 2750 3000 более
—40— Линии равной аккумуляции снега
Среднемноголетняя аккумуляция снега в г/см², год
менее 15 20 25 30 35 40 45 50 60 70 80 90 более
—24— Изотермы ниже 0°С
Температура в градусах С
выше −12 −14 −16 −18 −20 −22 −24 −26 −28 −30 ниже

чением севера, где он проходит вблизи центра.

Исследования Гренландского ледникового покрова были начаты в конце XIX в., когда Норденшельд в 1880 г. первым из ученых проник в глубь щита. Ф. Нансен пересек южную часть Гренландии в 1888 г., а Пири — ее северную часть в 1892 и 1895 гг. Научные исследования в центральной части Гренландии были начаты шведским исследователем А. де Кервеном в 1911 г. и продолжались Кохом и Вегенером в 1912 г. Наиболее значительные научные результаты были получены экспедицией 1929—1931 гг. под руководством Вегенера, зимовавшей на станции Айсмитте и впервые определившей толщину льда, а также французской экспедицией Поля Эмиля Виктора с 1949 по 1953 г. В 1956 г. была создана Международная Гренландская экспедиция, объединившая ученых 5 стран — Дании, Франции, Швейцарии, Австрии и ФРГ. В последние годы большие работы в Гренландии проводят ученые многих стран, в том числе американские, по программе исследований Гренландского ледникового щита, включающей глубокое бурение, составление Каталога ледников, производящих айсберги, и др. Проведенное в 1971, 1972 и 1974 гг. радиолокационное зондирование ледникового щита позволило составить карту подледного рельефа. Под центральной частью щита расположена обширная равнина, спускающаяся местами ниже уровня моря. Она окаймлена поясом горных цепей, которые в восточной части выше, чем в западной. Самая высокая точка подледного рельефа 2821 м (73,7° с. ш., 29,7° з. д.), самая низкая −599 (76,1° с. ш., 60,6° з. д.). Ниже уровня моря находится 334 тыс. км^2 ложа ледникового щита, или 20% его общей площади [*Gudmandsen*. 1977].

Средняя толщина Гренландского ледникового щита 1790 м, максимальная — 3416 м в его центральной части. Объем льда 2 988 тыс. км^3. В Гренландском ледниковом щите содержится около 12% общего объема наземного льда. Если бы Гренландский ледниковый покров растаял, то уровень Мирового океана повысился бы на 7,5 м.

Представление о средних годовых температурах воздуха на щите дает карта распределения температуры фирна на глубине 10 м. Во внутренних районах щита она колеблется между −20 и −30° и поднимается выше только в его краевых частях. Температурный градиент составляет в среднем 0,77° на 100 м высоты. В глубокой скважине, пробуренной на станции Кемп-Сенчури (77,2° с. ш., 61,1° з. д.), температура льда на глубине 10 м была равна −24,5°, до глубины около 400 м она незначительно понижалась, а затем происходило ее постепенное повышение до −13° на ложе на глубине 1367 м [*Weertman*. 1968]. Такая же температура (−13°) была измерена у ложа в другой скважине, пробуренной в 1983 г. в юго-восточной части Гренландии до глубины 2032 м [*Григорян и др*. 1984]. Таким образом, Гренландский ледниковый щит — это типичный высокополярный ледник с отрицательной температурой во всей толще льда.

Лед во внутренних районах ледникового щита медленно растекается в направлении наибольшего уклона поверхности со скоростями до нескольких десятков метров в год. Значительно быстрее движутся локализованные ледяные потоки, через которые происходит основная разгрузка льда с ледникового щита. Это своеобразные выводные ледники, текущие не в скальных, а в ледяных берегах. Бассейны истечения отдельных ледяных потоков занимают огромную площадь, а их языки спускаются в море и продуцируют много айсбергов. Скорости движения льда самых крупных из этих языков в концевых частях достигают 5—7 км/год (ледники Якобсхавн, Ринка, Караяк), несколько медленнее движутся ледники меньших размеров (1—5 км/год). Такие скорости очень велики даже по отношению к скорости движения выводных ледников Антарктиды, которые редко превышают 1 км/год и соизмеримы лишь со скоростью движения самых активных пульсирующих ледников во время их подвижек [*Долгушин, Осипова*. 1982] Выводные ледники, оканчивающиеся на суше, движутся зна-

◀Ледниковый покров Гренландии: А — подледный рельеф. Б — толщина ледникового покрова. В — средняя аккумуляция. Г — температура фирна на глубине 10 м [Атлас Арктики. 1985]

чительно медленнее, а скорость движения ледников, не связанных с ледниковым щитом, обычно не превышает 20—30 м/год [*Fristrup*. 1966].

Важную проблему представляет определение баланса массы Гренландского ледникового щита, так как существенные изменения его размеров повлияли бы на климат земного шара и уровень Мирового океана. Однако, несмотря на то, что Гренландский ледниковый щит изучается уже более 100 лет, среди ученых нет единого мнения о том, растет он или сокращается.

Для определения чистого баланса массы необходима оценка общей аккумуляции на всей поверхности щита и общей абляции.

Таблица

Скорость движения крупных выводных ледников западного побережья Гренландии

[по: *Mercer*. 1975 с]

Название ледника	*Широта*	*Скорость движения, км/год*	
		максимальная	*средняя*
Норденшельда	60°20′ с. ш.	2,8	1,3
Якобсхавн	68°54′	4,7	3,4
Экип-Сермиа	69°48′	3,0	1,6
Кангилернагата	69°54′	3,4	2,0
Форсукатаг	70°02′	5,0	2,3
Караяк	70°25′	7,1	4,2
Сермилик	70°32′	3,6	2,0
Кангердлуарсуп	71°14′	1,1	0,6
Кангердлугсуак	71°29′	2,9	1,4
Ринка	71°47′	6,5	4,3
Умиамако	71°52′	2,3	1,5
Упернавик	72°52′	6,7	—

Аккумуляция снега на щите зависит от количества осадков, путей ветров — источников влаги, высоты и топографии как самого щита, так и береговых районов. В распределении выпавшего снега на поверхности щита заметную роль играет также ветровой перенос — стоковые ветры переметают снег сверху вниз, а сильные циклонические ветры — с наветренных склонов на подветренные. Величина аккумуляции на поверхности щита известна достаточно хорошо по измерениям, выполненным в шурфах в разных его частях. По имеющимся данным, скорость аккумуляции на поверхности ледникового щита изменяется от 10 г/см^2 в год на северо-востоке до более 90 г/см^2 в год на юго-востоке. Районы максимальной аккумуляции (до 104 г/см^2 в год) расположены в юго-восточной части щита, что обусловлено ее близостью к путям циклонов и к теплым Северо-Атлантическим водам. К западу от этого района аккумуляция резко понижается из-за теневого эффекта ледораздельного гребня щита. Некоторое повышение аккумуляции наблюдается в западной части щита, что связано с влажными ветрами с Баффинова залива, далеко проникающими в глубь острова из-за отсутствия высоких береговых гор. Средняя годовая аккумуляция по всей поверхности ледникового щита, по подсчетам Бадера [*Bader*. 1961], составляет 36,7 г/см^2, а суммарная — 636 км^3 воды в год. По оценкам других исследователей, эти величины несколько меньше.

В области аккумуляции Гренландского ледникового щита существует почти полный набор зон льдообразования. В самых высоких внутренних частях щита находится снежная зона, где таяния нет даже летом. Она примерно совпадает с районами, где средняя годовая температура воздуха не превышает −25°. Толщина снега достигает здесь 60—70 м. На высотах 2000—3000 м на юге щита и 1000—2000 м на севере летом происходит незначительное таяние, но талая вода целиком замерзает внутри годового слоя. Это снежно-фирновая зона. Ниже таяние становится все более значительным, и там расположены узкие холодная фирновая и фирново-ледяная зоны, нижней границей которых является фирновая линия. Часть талой воды из этих зон стекает ниже фирновой линии и здесь вновь замерзает, образуя наложенный лед (ледяная зона). Нижняя граница ледяной зоны — граница питания. Еще ниже находится зона абляции [*Benson*. 1962].

На Гренландском ледниковом щите высота фирновой линии увеличивается с севера на юг от 900—1200 до 1800 м. Ее средняя высота 1390 м. А. Бауэр [*Bauer*. 1967] подсчитал, что область абляции занимает 254 600 км^2 (15% общей площади щита), а область аккумуляции — 1 471 800 км^2 (85% площади). Оценки других исследователей не-

сколько отличаются. В одной из работ [*Radock et al.* 1982] оценка площади областей аккумуляции и абляции сделана с учетом границы питания. По подсчетам этих авторов, площадь области абляции 190 тыс. км^2, а области аккумуляции — 1 484 тыс. км^2.

Абляция происходит главным образом за счет таяния и откола айсбергов. Непосредственных измерений таяния производилось очень немного, в основном на западном склоне щита в средней и северной его частях. Так, в 1959 г. суточная скорость таяния в зоне абляции колебалась от 1 до 7 см льда [*Ambach.* 1979]. Среднее стаивание в пересчете на всю площадь щита составляет по разным оценкам от 7 до 19 г/см^2 в год, а суммарный объем талых вод — от 120 до 330 км^3.

Так же сильно, как и оценки таяния, колеблются оценки разными авторами величин расхода льда на айсберги. По данным, полученным французскими экспедициями 1948—1953 гг., с западного побережья Гренландии между 60 и 73° с. ш. в море сбрасывается ежегодно 90 км^3 льда, 20 км^3 дают ледники залива Мелвилл, 20 км^3 — ледники северного берега и 120 км^3 восточного. Общий расход льда за счет откола айсбергов определяется в 240 км^3 в год (в пересчете на воду). По последующим наблюдениям и АФС эта цифра была увеличена до 310 км^3 в год [*Bauer.* 1967]. Однако эти и все другие оценки весьма приближенны. В последние годы проводится каталогизация ледников, производящих айсберги, и оценка их расхода с использованием спутниковых данных [*Kollmeyer.* 1980]. Но эта работа пока не завершена.

Существующие подсчеты баланса массы Гренландского ледникового щита дают значения от −110 до +300 км^3 воды в год (от −6 до +18 г/см^2 в год), так что вопрос о величине и даже знаке баланса массы остается открытым.

Одним из путей решения вопроса о состоянии щита могут явиться повторные космические съемки, по которым можно будет определить, повышается или понижается его поверхность.

В последнее время все больший интерес проявляется к стоку с Гренландского ледникового покрова в связи с возможностью его использования как источника пресной воды, а также для нужд гидроэнергетики. Были разработаны проекты перспективного энергетического освоения стока гренландских ледников с учетом возможности искусственного зачернения поверхности. Доставка энергии потребителю может производиться путем прокладки кабеля для подключения к объединенным энергосистемам Европы и США, а доставка воды — с помощью танкерно-наливных судов или трубопроводов [*Partl.* 1978].

[*Fristrup.* 1966; *Чижов.* 1976; *Radok et al.* 1982].

Периферийные части ледяного щита с его выводными ледниками, а также независимые ледниковые образования, расположенные в прибрежной зоне, описываются ниже по отдельным участкам побережья по часовой стрелке, начиная с южной точки Гренландии, мыса Фарвель.

Мыс Фарвель — залив Диско.
На этом участке Юго-Западной Гренландии материковый ледниковый покров то близко подходит к берегу, то отступает от него на расстояние до 150 км. На возвышенных участках между глубоко вдающимися в сушу фьордами расположены ледяные купола и независимые ледники, а выводные ледники с Гренландского ледникового щита достигают моря в верховьях фьордов или оканчиваются на суше.

Крупнейший выводной ледник Юго-Западной Гренландии — *ледник Фредериксхоб* — широкой лопастью около 25 км в поперечнике выползает на берег и отделен от моря флювиогляциальной равниной. В текущем столетии край ледника был более или менее стационарен. На описываемом участке несколько выводных ледников активно продуцируют айсберги. Очень активный *ледник Нарсалик* в верховьях одноименного фьорда (ок. 62° с. ш.) совершенно недоступен из-за плавающих во фьорде айсбергов. Этот ледник, вероятно, продвигался на 2—4 км между 1877 и 1958 гг. Два активных выводных ледника находятся в верховьях северной и южной ветвей Кване-фьорда к востоку от поселка Фредериксхоб. Крупный выводной *ледник Норденшельда,* достигающий моря, в



Плавучий язык выводного ледника в Западной Гренландии



Тающий айсберг в одном из фьордов Гренландии

концевой части движется со скоростью 1,3 км/год и продуцирует много айсбергов.

На о. Серперсок, расположенном у входа в залив Сермелик, есть несколько небольших ледников. *Ледник Напассорсуак* (60°18′ с. ш., 45°13′ з. д.) выбран датскими исследователями для изучения в период МГГ. Это типичный умеренный долинный ледник площадью 2,1 км^2, спускающийся с 1125 до 495 м над ур. м. Климат на острове морской с частыми летними дождями. С 1894 по 1957 г. ледник отступил на 350 м, в том числе с 1953 по 1957 г. — на 150 м [*Fristrup*. 1960].

На участке между заливом Сенре-Исорток (65°30′ с. ш.) и Сенре-Стрём-фьордом (ок. 66° с. ш.) почти вся территория занята двумя крупными независимыми ледяными куполами — Суккертоппеном на севере и безымянным на юге, — разделенными Эвигхедс-фьордом. Эти купола отделены от ледникового щита свободной ото льда долиной. Ледниковый *купол Суккертоппен* имеет площадь 2330 км^2, высоту от 1200 до 1700 м. С него в разные стороны стекают выводные ледники, крупнейший из которых, на южном склоне в районе г. Аттер (2190 м), спускается в Эвигхедс-фьорд. Годовая аккумуляция снега на куполе уменьшается от 34 г/см^2 на юго-западных наветренных склонах до 13 г/см^2 на подветренных восточных. Фирновая линия в юго-западной части купола лежит на высоте 950 м, в восточной части — на 1400 м [*Bull*. 1963]. Максимальная толщина льда около 450 м. В центральной части купола на глубине 5 м температура льда в августе 1964 г. была −3,7°, а на глубине 12 м −1°. Инфильтрация талых вод происходит до глубины 6 м.

От залива Диско до фьорда Упернивик полоса свободного ото льда берега сравнительно неширокая, но многочисленны острова, на которых ледников немного. Крупные ледяные потоки, вытекающие из Гренландского ледникового щита с большими скоростями движения, производят большое количество айсбергов. По наблюдениям французской экспедиции 1948—1953 гг., расход айсбергов только с наиболее активных ледников, впадающих в заливы Диско и Уманак, составлял около 80 км^3 льда в год (или треть суммарного расхода за счет айсбергов со всего Гренландского ледяного щита) [*Bauer*. 1955]. Скорости движения некоторых крупных ледников западного побережья Гренландии даны в табл. Языки этих ледников сильно разбиты трещинами на расстояниях до 80 км от их концов.

Ледник Якобсхавн (68°54′ с. ш.) — крупнейший ледяной поток Гренландии. Площадь его ледосбора была определена А. Бауэром в 67 146 км^2, а общая площадь ледника — 73 430 км^2. Скорость движения льда быстро уменьшалась от 5,5 км/год у фронта до 1,3 км/год в 10 км выше конца и до 0,1 км/год на расстоянии 90 км. Расход льда составлял 26,9 км^3 в год, в том числе 22,0 км^3 за счет айсбергов [*Bauer*. 1961]. По более поздним определениям с использованием спутниковой информации, общая площадь ледника от 63 300 до 98 800 км^2, а расход — от 30,5 до 48,4 км^3 в год [*Bindschadler*. 1984]. С 1850 по 1953 г. конец ледника отступил на 23 км, и сейчас он находится примерно в 50 км от устья фьорда. Почти весь фьорд заполнен айсбергами. Более активна северная часть ледника [*Kollmeyer*. 1980].

Ледник Ринка (71°47′ с. ш.) был описан А. Бауэром [*Bauer*. 1967] как активно продуцирующий айсберги язык со скоростью движения льда до 12 м/сут. и с высотой надводной части концевого обрыва 70—75 м. Но при обследовании в 1971 г. было отмечено, что во фьорде ниже конца этого ледника айсбергов значительно меньше, чем в других фьордах, где оканчиваются выводные ледники [*Kollmeyer*. 1980].

Ледник Упернивик (72°52′ с. ш.) за 100 лет после посещения Ринка в 1849 г. отступил на 20 км. В настоящее время язык ледника состоит из нескольких потоков, разделенных нунатаками, которые отличаются друг от друга степенью трещиноватости и разными скоростями движения льда и откола айсбергов. Наиболее активна северная часть ледника. Высота фронта этой части ледника от 37 до 66 м над ур. м. От него откалываются огромные айсберги до 1,8 км длиной. Местами язык ледника опирается на грунт, и на этих участках скорость движения льда меньше и айсбергов образуется тоже меньше.

Много независимых ледников и ледяных куполов находится в высоких центральных частях о-вов Диско и Упернивик и п-ова Нугсуак. *Ледник Сермикавсак* (71°11′ с. ш., 53°03′ з. д.) на о. Упернивик изучался в период МГГ. Это долинный ледник площадью 21,6 км^2. По температурному состоянию он промежуточный между умеренными ледниками юга и холодными севера Гренландии. 80% таяния льда и снега происходит за счет радиации. С 1934 по 1957 г. ледник отступил на 750—850 м [*Fristrup*. 1960].

Между фьордом Упернивик и мысом Йорк ледниковый щит неоднократно приближается к берегу, обрываясь к морю стенами высотой 15—45 м. В других местах он полого (3—8°) спускается на прибрежную равнину. Скорость движения льда на таких участках не превышает 8 см/сут., а поверхность льда отличается слабой трещиноватостью. На этом участке много выводных ледников, активно продуцирующих айсберги. Таковы *ледники Гезеке, Хейес, Стенструп* и др.

На севере Гренландии, **от мыса Йорк до залива Индепенденс-фьорд,** ледники существуют в континентальном, исключительно сухом климате. В районе Туле на западе и в поселке Норд в устье Индепенденс-фьорда на востоке средняя годовая температура воздуха −12°, а годовое количество осадков — соответственно 65 и 154 мм в год. Летом температура воздуха не бывает выше +8°, средняя температура января −35°. За пределами Гренландского ледникового щита находятся большие пространства суши, на которых много независимых ледниковых куполов и ледников, стекающих с местных возвышенностей, а в верховья заливов широкими и длинными языками спускаются мощные потоки льда из ледникового щита. Из сравнения АФС и по другим данным немного больше половины ледников на этом участке отступает, остальные в первую половину XX в. были стационарны. Стационарны большей частью и локальные ледниковые купола [*Davis, Krinsley*. 1962].

Ледниковый *купол Хурлбурт* (77°23′ с. ш., 67°57′ з. д.) на острове, между заливом Инглфилд и Ольрик-фьордом, изучался в период МГГ в 1957 г. Этот купол площадью 188 км^2 между 1937 и 1957 гг. медленно сокращался, не более чем на 5 м в год. Температура на вершине купола на глубине 15 м −16°. В питании ледника большую роль играет наложенный лед [*Fristrup*. 1960].

Ледник Гумбольдта (79—80° с. ш.) до-

стигает моря в заливе Кейна фронтом шириной 111 км. Это самый широкий фронт выводного ледника в Гренландии. Толщина льда у фронта около 400 м. Возможно, что большая часть конца ледника лежит на дне, так как откалывающиеся от него айсберги длительное время не уплывают, а медленно разрушаются на месте.

Ледник Петермана (81° с. ш., 61°30′ з. д.) — самый длинный в Гренландии и один из самых длинных в северном полушарии. Его длина от места выхода из ледникового щита и до конца 100 км, а бассейн питания простирается в глубь щита еще на 100 км. В 1871 г. фьорд ниже его конца был плотно забит айсбергами разнообразных форм и размеров, но почти одинаковой высоты. К 1956 г. язык отступил примерно на 6 км, а в 1970 г. он был очень низким (3—4 м над водой), слабоэродированным и давал мало айсбергов.

Ледник Райдер (81°55′ с. ш., 50° з. д.) в Шерард-Осборн-фьорде в настоящее время имеет длинный (60 км) и широкий (10 км) язык. В 1917 г. его язык был еще на 45 км длиннее и простирался вдоль о. Хендрик до устья фьорда. В последующие годы этот плавучий язык расчленился, и фьорд долгое время был заполнен столовыми айсбергами.

4 крупных выводных ледника расположены в верховьях фьорда Виктория. Все они окаймлены свежими моренами, простирающимися на 2 км вверх по ледникам. В 1956 г. весь фьорд на площади около 600 км^2 был забит большими айсбергами. Полоса айсбергов протянулась на 60 км от современных верховьев фьорда [*Davis, Krinsley*. 1962].

Ледниковые купола значительной площади лежат на возвышенных участках полуостровов между перечисленными фьордами — на Земле Уорминг, Земле Вульф, Земле Нэрса и Земле Фройчен.

Между Кохс-фьордом и Индепенденс-фьордом на самом севере Гренландии лежит **Земля Пири,** климат которой отличается крайней аридностью: во внутренних частях Земли Пири количество осадков не превышает 50 мм/год. Высота снеговой границы здесь 1100—1200 м, и многие участки суши, находящиеся ниже этих высот, не имеют ледников. Независимые ледяные купола, ледники плато и долинные ледники сосредоточены главным образом в северо-западной части Земли Пири. Режим этих ледников характеризуется малыми величинами аккумуляции и абляции, причем в абляции важную роль играет испарение льда. Характерно, что ледники этого района за последние 50—70 лет оставались стационарными. Из 309 обследованных ледников Земли Пири 2 наступали, 99 отступали, остальные 208 (67%) были стабильными, а из 11 локальных ледниковых куполов 9 были стабильны и только 2 сокращались. Стабильность ледников говорит об их приспособленности к условиям современного сухого и холодного климата.

Самый крупный на Земле Пири ледяной *купол Ганс Таузен* расположен на плато к востоку от Кохс-фьорда.

Для северо-восточной и восточной частей Земли Пири характерны расчлененные горы высотой до 1950 м со сложной сетью долинных ледников. Некоторые ледники достигают уровня моря, но они малоактивны, и на их поверхности мало трещин. Большинство из них вливается в морской лед без четко выраженных фронтов.

Типичный для Гренландии ледяной *купол Христиан Ериксен Бре* расположен на северной стороне Индепенденс-фьорда. Этот купол имеет площадь 600 км^2 и, за исключением выводных ледников, лежит на высоте 1100—1300 м. Его максимальная толщина 200 м, температура льда на глубине 10 м −18°. В 1949/50 г. аккумуляция на вершине купола составила 114 г/см^2, абляция — 162 г/см^2. Между 1947 и 1949 гг. край купола отступил на 70 м, а в 1950 г. — еще на 40 м [*Fristrup*. 1952].

В верховья Индепенденс-фьорда спускается большой выводной ледник из Гренландского ледникового покрова — *ледник Академи*. Его длина 37 км, ширина на конце около 10 км, нижняя часть языка находится на плаву. Уклон ледника небольшой, его поверхность испещрена многочисленными трещинами и руслами временных водотоков, образующихся во время летнего таяния. По этому леднику поднимался в 1978 г. японский путешественник Н. Уэмура, кото-



Нунатаки в маргинальной зоне Гренландского ледникового покрова

рый в одиночку на собачьей упряжке пересек всю Гренландию по длинной оси с севера на юг [*Уэмура*. 1983].

Участок северо-восточного побережья Гренландии между Индепенденс-фьордом и 81° с. ш. расчленен глубокими и широкими фьордами на несколько полуостровов, на которых лежат ледниковые купола и горные ледники. Изучение АФС и полевые обследования 203 долинных ледников на этом участке показали, что в первой половине XX в. 120 из них были стабильны, 83 недавно отступили, 59 маленьких ледяных куполов не изменили своих размеров. Крупный выводной ледник, спускающийся в верховья Хаген-фьорда, отступил по сравнению с 1907 г. на 8 км, но в конце 1960-х годов во фьорде еще лежали столовые айсберги, эквивалентные по площади исчезнувшей части ледника [*Davis, Krinsley*. 1962].

К востоку от Датского фьорда, на Земле Кронпринца Христиана, находится несколько ледяных куполов, в том числе плоский ледяной *купол Флейд Исблинк,* второй по величине после Гренландского ледяного щита. Местами широкие участки его края достигают моря. Вблизи края трещины почти отсутствуют, в обрыве видны придонные слои грязного темного льда.

Ледники Ньогальвфьельд и *Захариесбре* — широкие выводные ледники, продуцирующие сравнительно мало айсбергов. Ледник Ньогальвфьельд простирается до о. Ховгор, где он делится на два рукава: северный рукав, ледник Спальте, шириной 11,3 км течет на север, в пролив Диймфна. С 1907 по 1956 г. он отступил на 21 км. Второй рукав шириной 35 км течет на восток вдоль северного побережья Земли Ламберта в залив Ньогальвфьерс.

На 77°45′ с. ш. находится о. Иль-де-Франс, единственный в Гренландии маленький остров, почти целиком покрытый льдом. Такого типа острова характерны для Антарктики.

Земля Королевы Луизы (77° с. ш., 23° з. д.) — большой сложный нунатак высотой до 2440 м, длиной 200 км с севера на юг и шириной около 100 км. К западу от него находится Гренландский ледниковый щит, два огромных выводных *ледника Сторстреммен* и *Лилдо Биструп* (ширина 26 и 21 км) обтекают нунатак с севера и юга, образуя затем общий язык, который впадает в залив Борг-фьорд, давая здесь множество айсбергов, а еще 3 выводных ледника пересекают Землю Королевы Луизы.

На о. Клаверинг на остатках плато много маленьких ледяных куполов с выводными ледниками и независимых долинных ледников. Наиболее крупные из них — ледниковые *комплексы Винтергата* (пл. 172,8 км^2) и *Фройя* (пл. 15,2 км^2), а общая площадь оледенения острова 217,2 км^2.

Южнее о. Клаверинг, на участке от 74 до 70° с. ш., находится самый живописный район Гренландии — район нуната-

Языки выводных ледников Гренландии, оканчивающиеся на суше



Горные ледники в Восточной Гренландии и следы их отступания

ков и фьордов. Ледниковый щит далеко отступает от берега и так сильно расчленен множеством нунатаков, что трудно определить его границы. Оледенение здесь носит переходный от покровного к горному характер. Крупные заливы — фьорд Франц-Иосиф, Конг-Оскарс-фьорд и залив Скорсби, образующие в верховьях сильно разветвленную систему фьордов и проливов, глубоко вда-

ются в сушу, разрезая ее на большое количество островов и полуостровов. В верховья этих фьордов спускаются крупные выводные ледники с Гренландского ледяного щита, многие из них активно производят айсберги. Самый продуктивный ледник Восточной Гренландии — *ледник Вест,* спускающийся в западную ветвь Нордвест-фьорда, залив Скорсби. Возвышенные горные участки островов и полуостровов покрыты местными ледниковыми куполами с выводными ледниками и сетью долинных ледников. Некоторые из них тоже спускаются к морю эффектными крутыми ледопадами, другие оканчиваются на суше, образуя широкие предгорные луковицы. В концевых частях ледниковых языков чистый лед лежит на придонных слоях грязного льда. Высота фирновой линии от 1200 до 1800 м.

Многочисленные долинные ледники спускаются с гор Земли Скорсби на север — в сторону фьорда Альпе, на юг — в Нордвест-фьорд и на юго-восток — в долину р. Шукерт. В этом районе было обнаружено 2 пульсирующих ледника, языки которых продвинулись на 3 и 7,5 км между 1961 и 1967 гг., хотя другие ледники района в этот период отступали. Долинный *ледник Бьорнбо* (71°30′ с. ш., 25° з. д.) имеет петли срединных морен и другие признаки, позволяющие отнести его к пульсирующим. Длина ледника 35 км, площадь 260 км^2, в том числе области аккумуляции 184 км^2, области абляции 76 км^2. Высота фирновой линии 1000—1100 км [*Rutishauser*. 1971].

К югу от залива Скорсби **Земля Кнуда Расмунсена** занята огромной лопастью ледникового щита с множеством нунатаков, за пределами которой вдоль всего побережья до поселка Ангмагсаллик тянутся сильно расчлененные горы, имеющие густую сеть долинных ледников. Здесь находится высшая точка Гренландии и всей Арктики — г. Гунбьорн (3700 м) и еще несколько вершин более 3000 м. Берег расчленен многочисленными фьордами и заливами, и почти в каждый спускаются крупные долинные или выводные *ледники — Стор, Кронборг, Розенборг, Христиана IV, Зоргенгри* и др. Самый большой из них — ледник Христиана IV в Нансен-фьорде — имеет длину 124 км. Его язык сильно разбит трещинами, но айсбергов образует мало.

На о. Ангмагсаллик находится *ледник Мидтлуагкат* (65°41′ с. ш., 37°54′ з. д.), изучавшийся в период МГГ. Это переметный долинный ледник площадью 36,4 км^2. Температура в его толще близка к 0°, на его поверхности образуется множество озер, которые периодически спускаются через подледные тоннели. Около 80% абляции происходит за счет солнечной радиации. С 1833 по 1958 г. ледник отступил на 400—500 м [*Fristrup*. 1960].

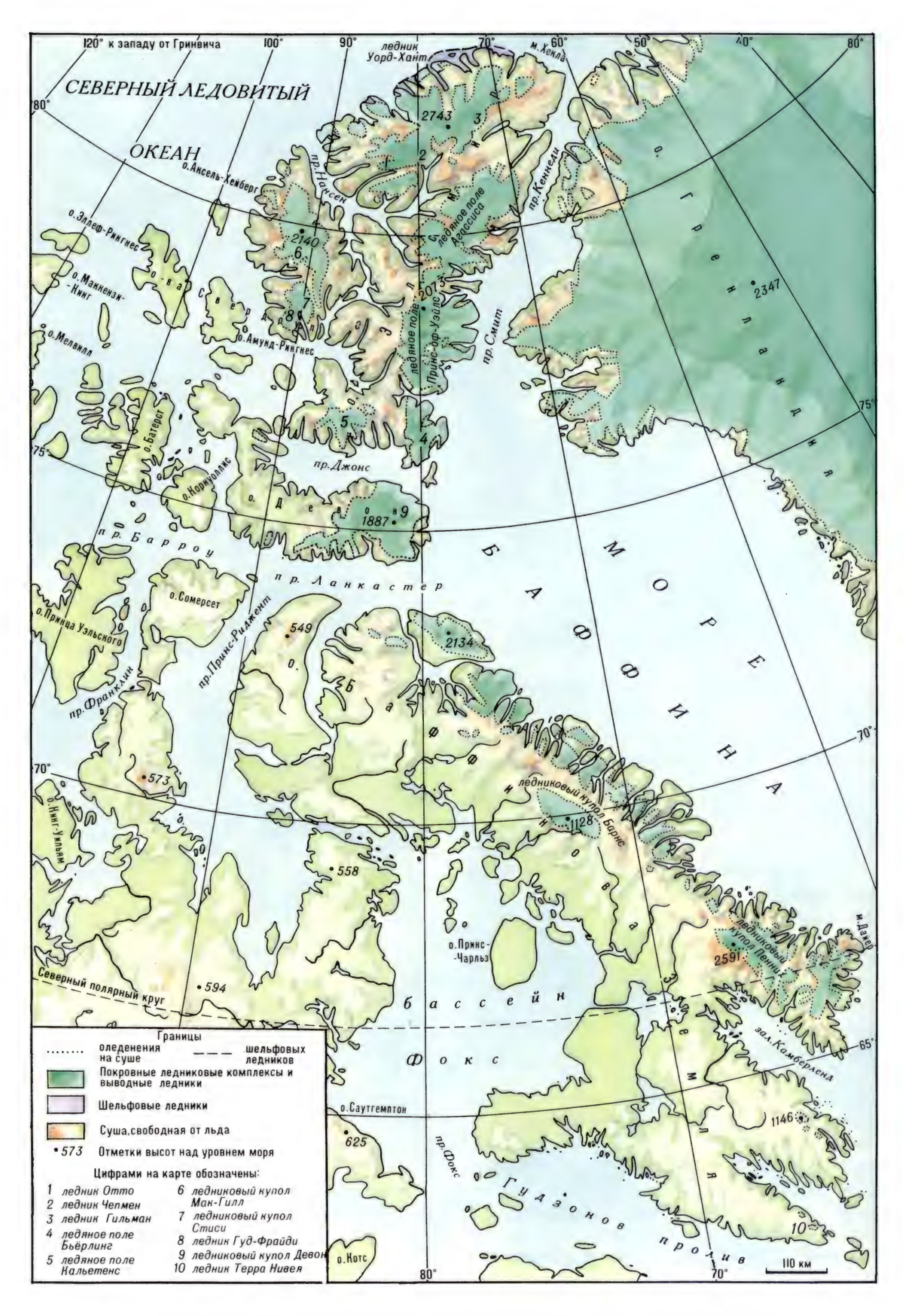
К югу от Сермелик-фьорда и до 64° с. ш. крупные лопасти ледникового щита близко подходят к берегу и местами образуют береговой обрыв. Зона фьордов здесь отсутствует. А южнее, до самой южной точки Гренландии — мыса Фарвель, тянется Берег Короля Фредерика IV, расчлененный многочисленными фьордами, в верховьях которых много выводных ледников, продуцирующих айсберги, а между фьордами расположены или лопасти щита с нунатаками, или ледниковые комплексы местного происхождения. Крупнейший на этом участке — выводной *ледник Тингмиармиут.*

[*Davis, Krinsley*. 1962; *Калесник*. 1963; *Mercer*. 1975c; *Kollmeyer*. 1980].

Глава 2

КАНАДСКИЙ АРКТИЧЕСКИЙ АРХИПЕЛАГ И ПОЛУОСТРОВ ЛАБРАДОР

Канадский Арктический архипелаг — крупнейшая после Гренландии область современного наземного оледенения в Арктике. Общая площадь оледенения островов Канадского Арктического архипелага составляет 149—150 тыс. км^2. Подавляющее большинство ледников и ледниковых покровов сосредоточено в восточной части архипелага на островах со сложно расчлененным горным рельефом, где климатические и орографические условия благоприятствуют оледенению. Почти все оледенение, за малым исключением, лежит к востоку от сотого меридиана западной долготы. Это свя-



Оледенение Канадского Арктического архипелага. Составил Л. Д. Долгушин

зано главным образом с тем, что основная масса влаги, питающей ледники, поступает со стороны Атлантического океана с циклонами, проникающими сюда по баффиновой ложбине низкого давления.

Проливы Барроу и Ланкастер делят Канадский Арктический архипелаг на северную и южную части. К первой относится Земля Королевы Елизаветы (острова Элсмир, Девон, Аксель Хэйберг, Кобург, Северный Кент, Миен, Мелвилл), ко второй — о. Баффинова Земля и о. Байлот.

Наибольшее количество тепла и влаги получают Баффинова Земля и о. Байлот. К северу и западу климат становится все более сухим и холодным. Средняя температура года в юго-западной части архипелага колеблется от −6 до −8°, а в северной его части на той же долготе составляет около −20°. Годовое количество осадков, по данным метеостанций, расположенных на побережье, уменьшается от 250—300 мм на юге до 70—80 мм на севере рассматриваемого региона. В горах, особенно на наветренных склонах, осадков выпадает значительно больше и почти исключительно в виде снега, что обеспечивает ледники достаточным питанием. Твердые атмосферные осадки выпадают не только зимой, но и летом. Доля летних осадков в питании ледников составляет около 60%.

Рельеф восточной части архипелага исключительно разнообразен — от равнинных участков, недавно поднявшихся над уровнем моря, до сложно и глубоко расчлененных горных массивов высотой до 2800 м. В связи с этим крайне разнообразны и морфологические типы ледников. Наряду с типичными ледниковыми куполами и спускающимися от них выводными ледниками здесь широко распространены ледниковые покровы незначительной мощности с поднимающимися над ними скалистыми нунатаками. Выводные ледники нередко достигают приливо-отливной зоны или оканчиваются расширенными концами на предгорных равнинах. Ледников, оканчивающихся в море и продуцирующих айсберги, сравнительно немного. На Баффиновой Земле и на некоторых других островах распространены также каровые, висячие и типичные горно-долинные ледники. У северного побережья о. Элсмир есть небольшие шельфовые ледники. За последнюю тысячу лет ледники несколько раз занимали более обширные пространства, чем сейчас. Крупное наступание ледников было в 1790—1820 гг. Позднее ледники отступили до современных размеров [*Harrison*. 1966].

Земля Королевы Елизаветы

О. Элсмир — самый большой среди о-вов Земли Королевы Елизаветы. Здесь самые высокие в Канадской Арктике горы (до 2800 м) и самое обширное современное оледенение — 77 180 км^2, но сплошного ледникового щита, подобного Гренландскому, здесь нет из-за небольшого количества осадков. Так, за 1951—1959 гг. на станции Алерт их среднее годовое количество составило всего 147 мм. Остров вытянут с юга на север на 7° широты и очень сложно расчленен многочисленными фьордами, глубоко вдающимися в сушу. Крупнейшие из этих фьордов разделяют остров на 4 большие части, каждая из которых представляет собой самостоятельный очаг современного оледенения. Это (с севера на юг): Земля Гранта, Земля Гриннеля, Земля Свердрупа и Земля Линкольна.

Земля Гранта — обширная горная область, образованная параллельными грядами горных хребтов северо-восточного простирания. Крупнейший из них — хр. Юнайтед-Стейтс, достигающий высоты 2800 м. К нему и приурочен самый большой ледниковый купол, протянувшийся согласно общему простиранию гор на 300 км при средней ширине около 100 км. Высота купола 1800—2000 м над ур. м. С него в разные стороны спускаются выводные ледники. На западе и юго-западе выводные ледники впадают в глубоко врезающиеся в сушу фьорды пролива Нансен, а выводные ледники юго-восточного склона оканчиваются на суше. Свободная ото льда прибрежная полоса шириной 30—50 км имеет следы более обширного четвертичного оледенения. В настоящее время ледники выше 1450 м над ур. м. характеризуются фирновым типом льдообразования. Средняя годовая аккумуляция здесь 13 г/см^2. На вы-



Выводные ледники с предгорными «луковицами» их концов. Остров Элсмир

соте 1280—1450 м расположена зона фирново-ледяного питания. Ниже, до 1200 м, питание ледников идет за счет наложенного льда. На границе питания (1200 м) и абляция и аккумуляция равны 7,5 г/см^2.

Площадь оледенения Земли Гранта 29 250 км^2, что составляет примерно треть общей поверхности этой области.

Самый крупный на западном склоне ледникового купола хр. Юнайтед-Стейтс выводной *ледник Отто* стекает в Отто-фьорд по долине между горными гребнями и нунатаками. Его длина 35 км, ширина 4—6 км. Повторные АФС 15 июля 1950 г., 15 июля и 17 августа 1959 г. и в 1964 г. зафиксировали резкие изменения в морфологии поверхности ледника, скоростях движения льда и в положении фронта ледника. Его конец, опиравшийся в 1950 г. на грунт ниже уровня моря, в 1959 г. продвинулся на 3 км как плавучий язык, и от него откалывалось много айсбергов. Краевые морены с ядрами мертвого льда были перекрыты льдом, надвинувшимся сверху. Скорость продвижения фронта плавучей части ледникового языка за 41 день в июле—августе 1959 г. составила в среднем 7,7 м/сут. Между 1959 и 1964 гг. фронт ледника продвинулся еще на 2—3 км. В концевой части ледникового языка, в высотной зоне от 0 до 50 м над ур. м., поверхность ледника повысилась на 40 м, а в высотной зоне 200—250 м над ур. м. — наоборот, понизилась на 26 м. Все это свидетельствует о том, что ледник Отто является пульсирующим ледником.

Признаки пульсирующего ледника характерны также для *ледника Чепмен* на северо-западном берегу Танкуэри-фьорда, стекающего с того же ледникового купола, что и ледник Отто. Он лежит в глубокой подледной долине (толщина льда до 76 м). В области абляции этого ледника наблюдаются серии петель срединных морен, а поверхностные водотоки часто повторяют рисунок этих петель; на леднике много озер; конец ледника обрамляет обширная площадь заморененного мертвого льда — все это характерные признаки зоны деградации пульсирующих ледников в период между подвижками [*Hattersley-Smith.* 1969].

В 1957—1963 гг. проводились исследования на *леднике Гильман,* расположенном к северу от оз. Хейзен, которые дают некоторое представление о режиме ледников этого района. В конце периода абляции фирн распространялся от вершины купола (2000 м) до 1450 м; от 1450 до 1280 м была зона наложенного льда, а высота границы питания колебалась в пределах 1200—1280 м над ур. м. Баланс

ледника был отрицательным, но признаков отступания ледника за последние годы замечено не было. Толщина льда в области аккумуляции от 230 до 820 м. Скорость аккумуляции от 11 до 22 г/см². Радиационное тепло обеспечивает 85% энергии, необходимой для прогревания и таяния поверхностного слоя снега и фирна в области аккумуляции. Оно играет главную роль в таянии льда и в области абляции. Ледник — холодный, полярного типа: на высоте 1660 м на глубине 15 м температура фирна равна −24,6° [*Weber et al.* 1961].

В 1962 г. был обследован ледник в 8 км от верховьев Танкуэри-фьорда. Его нижние 2 км были сильно трещиноватые, и язык оканчивался ледяным обрывом на высоте 110 м над ур. м. По-видимому, ледник недавно отступил. *Ледник Бент* в 30 км от верховьев фьорда и единственный здесь достигающий приливо-отливной зоны, отступил на 300 м от морены с ледяным ядром, которая была вытолкнута им в прибрежную воду [*Paterson, Koerner*. 1974].

Северное побережье Земли Гранта — единственное место в Канадском Арктическом архипелаге, к которому примыкает несколько небольших шельфовых ледников. Слагающий их лед имеет смешанное происхождение: верхние слои состоят из оледенелого фирна и пресного льда атмосферного происхождения, а нижние слои ледяной толщи сложены морским льдом, образовавшимся в результате замерзания морской воды. Рост толщины шельфового ледника происходит путем намерзания льда как сверху, так и снизу, так как температура в его толще всегда много ниже точки замерзания и пресной и соленой воды. Самый большой массив шельфового льда ледник Уорд-Хант расположен у одноименного острова, в устье залива Израели, между заливами Мак-Клинток и Маркем. Его протяженность параллельно береговой линии около 90 км при средней ширине около 20 км. Очертания и размеры шельфового ледника периодически изменяются очень значительно. Так, в 1961—1962 гг. произошел откол айсбергов общей площадью около 600 км², объемом 18—24 км³, уплывших в море в виде ледяных «островов». Эти ледяные «острова», возможно, до сих пор дрейфуют по акватории Северного Ледовитого океана. Некоторые из них были использованы для сооружения научных дрейфующих станций, позволивших исследовать самые труднодоступные части Арктического бассейна. При облете в апреле 1966 г. было зафиксировано дальнейшее разрушение шельфового ледника [*Hattersley-Smith*. 1970].

Земля Гриннеля расположена между верховьями фьордов Грили и Арчер на севере и северными ответвлениями фьордов Бэй и Бьюкенен на юге. Оледенение здесь представлено главным образом в виде крупного высокогорного ледяного поля площадью 16 100 км², известного под названием *Ледяного поля Агассиса,* покрывающего вытянутые в северо-восточном направлении горы Виктории и Альберта, высота которых до 1700—1800 м. От Ледяного поля Агассиса много ледников спускается на юго-восток в приливо-отливную зону пролива Кейн-Бейсин и пролива Кеннеди; один ледник спускается на юго-запад в верховья фьорда Каньон, 4 текут на северо-запад в фьорд Грили и один — в фьорд Арчер. Местами ледяное поле имеет характер типичных ледяных куполов с ненарушенной поверхностью, но бóльшая его часть сильно расчленена, и над ним поднимаются многочисленные нунатаки.

Ледниковые купола меньших размеров расположены вблизи восточного края Ледяного поля Агассиса. На п-ове Джадж-Дейли-Промонтори ледники, стекающие с одного из них к фьорду Арчер, достигают отметки 300 м над ур. м., но ни один не доходит до приливо-отливной зоны. Маленькое ледяное поле длиной около 15 км лежит к северу от фьорда Арчер, другой небольшой ледниковый купол — на п-ове Дарлинг.

На юго-западе Земли Гриннеля находится ледяное поле Перри площадью около 3200 км², высшие точки которого достигают 1500—1600 м над ур. м. Еще западнее, между фьордами Каньон и Бэй, на горных хребтах северо-северовосточного простирания, много мелких ледяных куполов и отдельных ледников общей площадью около 220 км². Всего

же на Земле Гриннеля льдом покрыто 19 950 км^2.

Земля Свердрупа лежит между одноименным перевалом и фьордами Бэй и Гаус на севере и заливом Макинсон на юге. Почти все оледенение сосредоточено в обширном ледяном *поле Принс-оф-Уэйлс,* занимающем 18 770 км^2 в горном массиве с высотами до 1500—2000 м над ур. м. Западный край ледяного поля оканчивается на суше. На юге несколько ледников достигает приливо-отливной зоны в заливе Макинсон. Восточный берег, особенно его южная часть от мыса Богер до бухты Толбот, представляет почти непрерывный ледяной обрыв, спускающийся в море. Позади этого обрыва, между морем и подножием гор, протягивается плоский ледяной уступ шириной около 15 км и высотой до 300 м. На нем совершенно нет нунатаков. По-видимому, это самостоятельное ледниковое образование, независимое от горного оледенения, покрывающее полосу прибрежной низменности. Но на плав оно не переходит.

Небольшой о. Истер в заливе Толбот почти сплошь покрыт льдом, и бóльшая часть его береговой линии — ледяной обрыв.

В 70 км к северу в залив Бэрда спускаются ледниковые языки, по которым можно проникнуть к центру ледникового купола с максимальной отметкой 1830 м. Здесь и севернее местность состоит из нескольких горных хребтов широтного простирания длиной около 80 км, отстоящих друг от друга на 8—10 км. Бóльшая часть их гребней не покрыта льдом, но между ними к морю текут длинные ледниковые языки. Крупнейший из них оканчивается 30-метровым обрывом в верховьях залива Бэрда. Но есть ледники, спускающиеся к прибрежной равнине постепенно. Характерно, что над трещинами ледниковых языков в этом районе нет снежных мостов, что связано с малыми скоростями ветра. Есть интересное свидетельство о наступании края ледникового покрова между серединой XIX и началом XX в. Так, в 1861 г. у входа в залив Кодаган между ледником и морем простиралась равнина шириной 6 км, а в 1928 г. ее уже не было, и ледник спускался непосредственно в море.

Земля Линкольна — самая южная часть о. Элсмир. Невысокое плато (до 1000 м) на западе и несколько более высокие горы (до 1500 м) на востоке разделены понижением. Бóльшая часть льда сосредоточена в восточных горах. Здесь на юго-восточном выступе о. Элсмир находится ледяное *поле Бьёрлинг* площадью 5170 км^2. С него спускаются выводные ледники, многие из которых достигают приливо-отливной зоны, а некоторые выдвигаются в море на 6—8 км, но не всплывают. Перед их концами местами можно видеть моренные холмы и гряды. Край ледникового покрова часто обрывается к берегу ледопадами. Второе крупное ледяное *поле — Кальстенс* площадью 2720 км^2 — расположено в западной части Земли Линкольна. С него в фьорды пролива Джонса спускаются выводные ледники. Еще западнее и на п-ове Симмонс на высоких участках плато разбросаны мелкие ледяные поля, есть они и между ледяными полями Кальстенс и Бьёрлинг. Их суммарная площадь около 1310 км^2, а всего на Земле Линкольна ледники занимают 9200 км^2.

Поблизости от юго-западного берега о. Элсмир лежит **о. Северный Кент.** Центральную часть острова с высшей точкой 760 м занимает ледниковый купол площадью 140 км^2. Ни один выводной ледник с него до моря не доходит.

Южнее юго-восточного выступа о. Элсмир в проливе Джонса лежит **о. Кобург.** Вся северная часть острова занята ледниковым *куполом Лайка* площадью 245 км^2. С него спускается более дюжины выводных ледников, достигающих моря. Большинство из них активно продуцирует айсберги. За 1973—1976 гг. баланс ледникового купола был отрицательным: он терял от 15 до 55 млн м^3 воды ежегодно. Концы ледников отступали [*Berger, Müller*. 1977].

[*Taylor*. 1956; *Paterson, Koerner*. 1974]

О. Мелвилл — единственный среди островов Королевы Елизаветы, расположенных к западу от 100° з. д., на котором есть ледники. Ими занято 335 км^2. Это небольшие ледяные купола площадью от 15 до 55 км^2 и толщиной не более 30—60 м. Они лежат на расчлененном плато западной части острова, где

высоты достигают 500—1000 м. Осадков здесь выпадает очень мало, баланс массы ледников неустойчив во времени [*Spector*. 1966; *Paterson, Koerner*. 1974].

О. Аксель-Хейберг расположен к западу от о. Элсмира, отделен от него проливами Нансен и Юрика. В средней и южной частях острова горы достигают соответственно 2560 и 2100 м и почти сплошь покрыты льдом. Самые крупные ледниковые купола расположены: Мак-Гилл в центре острова, Стиси — на юге. Общая площадь оледенения о. Аксель-Хейберг — 11 734 км^2, что составляет около 32% общей площади острова. Объем льда 3221,6 км^3 [*Ommaney*. 1969]. Из более тысячи ледников, насчитывающихся на острове, большинство выводные, стекающие с куполов Мак-Гилл и Стиси. Некоторые из них достигают приливо-отливной зоны и часто отделены от моря моренными грядами. Только один *ледник Айсберг* (дл. 58,4 км, пл. 776,8 км^2) спускается в море и продуцирует айсберги. Ледники альпийского типа распространены преимущественно на западном, более крутом склоне горного массива. Крупнейшие ледники помещены в Прилож. № 5, табл. 1.

Лучше других изучены ледниковый *купол Мак-Гилл,* выводные *ледники Томпсона* и *Гуд-Фрайди* и *ледник Уайт.*

Ледниковый купол Мак-Гилл — образование сложное. Основное ледяное поле площадью 1837,2 км^2 в области аккумуляции сравнительно плавно понижается на восток и юго-восток, выводные ледники оканчиваются на суше. Западный склон, более крутой и короткий, сильно расчленен, с него стекает много выводных ледников, и некоторые из них достигают побережья в верховьях фьордов. На периферийных участках наблюдается сетчатый тип оледенения. Несмотря на высокоширотное положение, по температурному режиму ледниковый купол Мак-Гилл относится к субполярному типу. В его толще постоянно держатся низкие отрицательные температуры, но на большей части площади купола в летние месяцы происходит поверхностное таяние. Поэтому в разрезе слои фирна чередуются с ледяными прослойками, а в определенном высотном поясе происходит образование наложенного льда. На ледниках, расположенных ниже 900—1100 м, чистый прирост массы происходит почти исключительно за счет наложенного льда [*Müller*. 1962 b].

Анализ разреза фирна на куполе Мак-Гилл показал, что с конца прошлого столетия до 1930 г. летние периоды были более холодными, чем в последующие 30 лет. В 1960-е годы вновь наступило похолодание, но на положении концов ледников это практически не сказалось. По-прежнему часть из них наступала, часть отступала. Выводной *ледник Томпсона* (дл. 35,5 км, пл. 230,3 км^2), стекающий с купола Мак-Гилл на юг и оканчивающийся 40-метровым обрывом в прибрежной зоне, в 1960—1966 гг. продвигался со средней скоростью 21 м/год, нагромождая перед своим фронтом морену напора. *Ледник Крузо* (пл. 43,5 км^2) продвигался со скоростью 11 м/год, а *ледник Уайт* (пл. 38 км^2) медленно отступал.

По наблюдениям на леднике Уайт с 1959/60 по 1978/79 г., баланс массы в течение 7 лет был положительным и 13 лет отрицательным. В среднем за 20 лет баланс массы был равен −8,9 г/см^2 в год с колебаниями в отдельные годы от −78 до +35 г/см^2.

Большой интерес представляет межгорный *ледник Гуд Фрайди* (дл. 45 км, пл. 641,1 км^2), дренирующий западный склон ледникового купола Стиси. Между 1948 и 1952 гг. ледник медленно продвигался со средней скоростью около 20 м/год. Затем началось ускорение движения ледника, и к 1969 г. общее продвижение конца составило 2050 м. Подвижка затронула только концевую часть ледника и была сильно растянута во времени [*Müller*. 1969].

[*Ommaney*. 1969; *Müller*. 1962 a]

О. Миен лежит к западу от о. Аксель-Хейберг, отделен от него проливом Свердруп. Ледниковый покров площадью около 70 км^2 расположен в центре острова. Его высшая точка 268 м над ур. м., максимальная толщина льда 121 м, объем около 2 км^3. Температура льда на глубине 8 м равна −18°, на ложе −15°. Размеры ледникового покрова медленно сокращаются. В отдельные годы он целиком находится в зоне абляции, но бывают годы и с положитель-



Лёдниковые плато острова Девон

ным балансом. Скорости движения льда ничтожны — менее 0,3 м/год. За 1959—1962 гг. ледник ежегодно терял от 22 до 91 млн м^3 льда [*Arnold*. 1965; *Paterson*. 1969; *Paterson, Koerner*. 1974].

О. Девон имеет общую площадь оледенения, равную 16 575 км^2. Основная масса льда сосредоточена в ледяном *куполе Девон* площадью 15 568 км^2, покрывающем всю восточную горную часть острова, с максимальной высотой 1887 м. Западный край купола расположен на высоте около 600 м над ур. м., а восточный, северный и южный спускаются местами до уровня моря. В юго-восточной части купола аккумуляция около 40 г/см^2 в год, а в северо-западной — 11 г/см^2 в год. Температура в фирне глубже 10 м изменяется от −21 до −24°. Высота границы питания колеблется от 900 до 1300 м, а фирновой линии — от 1370 до 1490 м. Между ними лежит зона ледяного питания. Основной фактор таяния — солнечная радиация. Откол айсбергов от выводных ледников в расходной статье баланса массы купола существенной роли не играет. По наблюдениям в 1962—1967 гг. на юго-восточном склоне купола, где условия питания лучше, баланс массы был положительным, на северо-западном склоне — отрицательным. На баланс массы наибольшее влияние оказывают климатические условия летнего периода.

К юго-западу от главного купола протягивается его ответвление и большое число некрупных ледяных куполов и отдельных ледников, занимающих в общей сложности 2555 км^2. Самостоятельный очаг оледенения площадью 830 км^2 расположен на п-ове Колин Арчер. От ледяного массива, расположенного в восточной части полуострова, стекает несколько выводных ледников, один из них достигает моря 3-километровым фронтом [*Koerner*. 1970; *Paterson, Koerner*. 1974].

[*Koerner*. 1979; *Mercer*. 1975d; *Bradley, England*. 1978]

О. Байлот расположен к северу от Баффиновой Земли, отделен от нее проливами Нейви-Борд, Понд и Эклипс. Горный массив, занимающий среднюю часть острова, вытянут вдоль его длинной оси с юго-востока на северо-запад почти на 160 км. Высота гор достигает 1500—1860 м. Бо́льшую их часть занимает обширный ледниковый покров с возвышающимися над ним нунатаками, свободными ото льда. Средняя высота области аккумуляции 1200 м. От нее растекаются ледниковые языки, главным образом на северо-восток и юго-запад. Некоторые из них при выходе на окружающие равнины переходят в ледники подножий. Общая площадь оледенения острова 4895 км^2. Заметных изменений в положении концов ледников за послед-

ние десятилетия не наблюдалось, за исключением одного ледника, который продвинулся между 1948 и 1958 гг. [*Falconer*. 1962].

Баффинова Земля — это самый большой остров Канадского Арктического архипелага. Его площадь 476 068 км^2. Остров тянется на 1,5 тысячи километров с северо-запада на юго-восток, отделен от Гренландии морем Баффина и проливом Девиса. Восточное побережье острова образовано высокими (1500—2591 м) горными хребтами, круто обрывающимися к морю и сильно расчлененными многочисленными заливами и фьордами, далеко вдающимися в глубь острова. Западные склоны гор расчленены менее значительно и на побережье Бассейна Фокс сменяются холмистой равниной с озерами и болотами.

Общая площадь оледенения Баффиновой Земли 36 830 км^2. Здесь представлены почти все типы ледников — от ледниковых покровов с выводными ледниками, нередко достигающими моря и продуцирующими айсберги, до мелких висячих и каровых ледников, ютящихся в нишах у гребней гор. Подавляющее большинство ледников расположено на горных вершинах и плато и в разделяющих их долинах вдоль восточных и северных берегов острова. Их значительно меньше во внутренних частях острова и совсем нет в западных, так как горные хребты восточного побережья перехватывают основную массу атмосферных осадков, приносимых циклонами со стороны Атлантического океана и моря Баффина. В связи с очень глубоким расчленением гор крупных ледниковых покровов здесь немного. Самые большие из них — ледниковый *купол Пенни* на п-ове Камберленд (5960 км^2) и ледниковый *купол Барнса* на плоскогорье в центре острова (5935 км^2). Остальные ледниковые образования имеют меньшие размеры и разобщены между собой, но их общая площадь значительна — 24 935 км^2.

Ледниковый купол Барнса расположен на холмистом плато в центральной части острова, к западу от горных хребтов восточного побережья. Он имеет овальную форму с длинной осью, вытянутой вдоль острова на 150 км. Максимальная ширина купола 64 км, высшая точка 1127 м над ур. м. От осевой линии купол постепенно снижается к краям, где поверхность становится более крутой. Край ледникового купола лежит на высотах от 450 до 650 м. В ряде мест к нему примыкают довольно крупные озера. Озера северо-восточного склона имеют сток в море Баффина, юго-западного — в Бассейн Фокс. Ледниковый купол Барнс лежит совершенно изолированно от других ледниковых образований острова и существенно отличается от них по режиму. Специалисты считают, что при современных климатических условиях оледенение на плато высотой 450—600 м возникнуть здесь не могло бы и, по-видимому, ледниковый купол Барнс представляет собой реликт более обширного плейстоценового оледенения. Но, сохранившись до наших дней, ледниковый купол сам себя поддерживает, являясь конденсатором влаги, выпадающей из поднимающихся по его холодным склонам масс воздуха. Осадков на куполе выпадает в несколько раз больше, чем зарегистрировано на ближайших к нему метеостанциях. Граница питания лежит ниже (600—700 м над ур. м.), чем в горах восточного побережья (900—1200 м). Отмечена асимметрия в балансе массы: на юго-западном склоне он в течение ряда лет был отрицательным, а на северо-восточном — положительным [*Чижов*. 1976]. В зависимости от метеоусловий года питание ледникового купола может происходить или в виде наложенного льда, или же в виде фирна. В теплое время года таяние происходит на всей площади купола, главным образом за счет солнечной радиации (70% и более). В период абляции поверхность купола бывает испещрена многочисленными промоинами талых вод глубиной до 1 м в центральных частях купола и до 8—9 м у его края. Зимой поверхность купола представляет собой волнистую снежную равнину, которой издавна пользовались местные эскимосы для перекочевок с восточного берега острова на западный [*Müller*. 1967].

По снимкам с воздуха и из космоса на куполе выявлено несколько участков, на которых отмечается избыток массы льда в краевых частях и ее дефицит в верхних

частях купола. Продольный профиль этих участков положе, чем в среднем по куполу; на них много водотоков и замкнутых понижений, которые в сезон абляции наполняются водой. Ледяные структуры, повторяющие в других местах очертания купола, на этих участках осложнены и не согласуются с общим фоном. Морены у краевых лопастей этих участков отсутствуют, тогда как в других местах край ледникового купола обрамлен молодыми моренами. Предполагается, что указанные особенности этих участков обязаны своим появлением прошлой пульсации. За последнее тысячелетие подвижки частей ледникового купола, по мнению исследователей, повторялись неоднократно с интервалами в несколько сот лет; возможно, что последняя подвижка была в начале нашего века [*Løken*. 1969; *Holdsworth*. 1977].

На п-ове Бродёр (северо-западная оконечность Баффиновой Земли) ледники имеются лишь в самой северо-восточной его части. Это тонкие ледяные поля от 8 до 11 км в поперечнике, лежащие на известняковых плато высотой около 550 м. Самое крупное ледяное поле имеет площадь около 62 км^2. Выводные ледники с этих полей отличаются малой активностью, и в современных климатических условиях медленно отступают. В период абляции на поверхности ледяных полей наблюдались многочисленные водотоки, лужи и участки «снежной каши».

На п-ове Борден (северная оконечность Баффиновой Земли) подавляющее большинство ледников расположено на расчлененном плато высотой 600—900 м над ур. м. Три наиболее крупных ледяных поля имеют в диаметре от 12 до 17 км. Общая площадь оледенения здесь около 920 км^2. За первую половину XX столетия отмечено незначительное отступание нескольких ледниковых языков, стекающих с одного из ледяных полей в заливе Нейви-Борд.

Оледенение горных хребтов и плато северной и восточной окраины Баффиновой Земли отличается большим разнообразием форм и типов ледниковых образований, что связано главным образом с очень сложным расчленением рельефа глубокими долинами и фьордами.

Обширный ледниковый район расположен на севере острова, между проливом Эклипс и заливом Кембридж. Здесь ледники занимают около 6400 км^2. В центре этого района с высотами до 1580—1610 м крупные, связанные между собой ледяные купола и фирновые поля тянутся на 80 км с востока на запад и на 90 км с севера на юг. Многие из выводных ледников достигают берега моря или разливаются в ледники подножий на подгорных равнинах. Самый крупный выводной ледник имеет в длину 29 км при средней ширине 2,5 км. Он спускается в озеро, которое подпружено в верховьях фьорда двумя большими ледниковыми языками с выпуклыми концами. Горы в районе залива Коутс и к югу от него до фьорда Кембридж почти сплошь покрыты льдом. С ледниковых шапок и фирновых полей стекают выводные ледники, многие достигают уровня моря. Крупнейший из них имеет в длину 13 км и оканчивается выпуклым наземным концом шириной около 5 км. Склоны к фьордам очень круты, и в прорезающих их долинах и оврагах лежат короткие и крутые ледники, начинающиеся с фирновых полей, покрывающих приводораздельные пространства. Менее значительные ледниковые купола, фирновые поля и отдельные ледники распространены также к западу от прибрежных хребтов.

К югу от фьорда Кембридж горы отступают от берега на несколько десятков километров, но глубоко прорезаны многочисленными фьордами; наиболее крупные из выводных ледников доходят до фьордов и иногда перегораживают их. Так, в долине Стевард на полуострове между фьордами Гиббс и Самфьорд в 5 км от входа в бухту лежит ледник, который блокирует долину выпуклым лбом. Выше его конца долина Стевард представляет собой отчленившуюся часть фьорда длиной около 24 км при ширине в среднем 1,5 км, в которую с юго-восточного фирнового поля впадает еще 3 ледника. Один из них замыкает вершину фьорда.

Ледник Декада на восточном склоне фьорда Юнугсуин площадью 8,7 км^2 в 1965 г. был выбран в качестве репрезентативного для исследований по про-

грамме МГД. В 1965 г. баланс массы ледника был слегка положительным. В 1966 г. из-за высокой летней температуры ледник таял очень интенсивно, что привело к резко отрицательному балансу [*Løken*. 1968]. Лихенометрические наблюдения на другом леднике в этом районе показали, что в последние десятилетия ледники отступают.

Южнее, в связи с понижением и сужением зоны гор, площадь оледенения уменьшается, и ледники представлены небольшими разрозненными пятнами. О режиме и эволюции ледников этой части Баффиновой Земли известно очень немного. Исследованиями экспедиции Американского Арктического института в 50-е годы было установлено, что прибрежные ледники, как и ледниковый купол Барнс, питаются в основном наложенным льдом и, по-видимому, находятся на пределе своего существования. В 1964 г. изучался *ледник Сивард* на северной стороне фьорда Ме-Бет. По исследованию роста колец арктической ивы и по оценке скорости роста лишайников предполагается, что ледник начал отступать от максимального положения между 1840 и 1898 гг. Сравнение АФС 1948 и 1964 гг. показало отступание конца ледника со скоростью 34 м в год [*Harrison*. 1966].

Ледниковый *купол Пенни* (5960 км^2) занимает горный массив в северо-западной части п-ова Камберленд. Горы, поднимающиеся до 2000—2591 м над ур. м., глубоко и сложно расчленены долинами и фьордами. Ледниковый купол длинной осью ориентирован на северо-запад с наклоном поверхности в том же направлении. Очертания купола неровные, край его лежит на высоте 750 м, но выводные ледники спускаются значительно ниже, некоторые достигают уровня океана. С северо-востока и юго-запада купол ограничивают две большие долины, частично заполненные льдом. Толщина ледникового покрова по данным сейсмического зондирования и гравиметрических наблюдений небольшая (100—200 м), за исключением тех мест, где подо льдом погребены глубокие долины. Максимальная измеренная толщина льда 500 м. Растекание льда с купола Пенни происходит во все стороны: на север — в залив Окоа и фьорд Нарпаинг, на восток — в фьорды Коронации и Пангниртанг, на юг — в реки бассейна залива Камберленд, на запад — в реки бассейна оз. Неттилинг, которое дает сток в бассейн Фокс. Скорости движения льда довольно значительны — около 120 м/год по эпизодическим наблюдениям в 1962 и 1966 гг. Основной сток льда осуществляется многочисленными выводными ледниками, из которых 10 крупных. На северном и восточном склонах 3 больших ледника спускаются во фьорды Коронации и Окоа. Крупнейший из них и на всей Баффиновой Земле — *ледник Коронации* длиной 32 км, шириной 3 км. Он занимает верховья одноименного фьорда [*Ward, Baird*. 1954; *Müller*. 1967].

Несколько ледяных куполов с выводными ледниками общей площадью 1880 км^2 расположено на горном хребте с высотами 1200—2100 м над ур. м., между куполом Пенни на северо-западе и сквозной долиной, занятой фьордом Кингиайт и одним из фьордов залива Мартчанс на юго-востоке.

Следующий ледниковый узел на п-ове Камберленд находится к юго-востоку от названной выше сквозной долины. Здесь ледяные купола и отдельные ледники разных размеров занимают площадь около 3680 км^2. Самый большой ледниковый купол (1830 км^2) расположен в центре этой части полуострова, другой крупный ледниковый массив (520 км^2) расположен в восточной части полуострова. В центре купола поднимается г. Ралейг (2134 м). С нее на север стекает долинный ледник длиной 16 км, достигающий верховьев безымянного фьорда — одного из ответвлений залива Мартчанс.

К северо-западу от мыса Дайер, самой восточной точки Баффиновой Земли, на возвышенности, глубоко расчлененной радиально расходящимися фьордами, находится еще один ледяной купол, с которого во все стороны растекаются выводные ледники. Самый крупный из них — длиной 6 км. Этот купол и его выводные ледники легко доступны с моря, что создает известное преимущество для их изучения.

В самой южной части п-ова Камберленд есть еще два ледниковых купола

площадью 260 и 370 км^2 и несколько менее крупных, общей площадью 130 км^2.

На п-ове Холл ледники занимают около 540 км^2. Они расположены главным образом на возвышенностях восточного края полуострова, поднимающихся до 760—1146 м над ур. м.

На п-ове Мета-Инкогнита, в горах Эверетт (800—870 м над ур. м.), есть ледники и участки мертвого льда.

Из крупных ледников, занимающих самое южное положение на Баффиновой Земле, получили известность *ледники Гриннель* (дл. 19 км, пл. 145 км^2) и *Терра-Нивея* (дл. 27 км, пл. 170 км^2). По своей морфологии они занимают промежуточное положение между ледниками покровного и долинного типов. Ледник Гриннель состоит из 4 ледниковых куполов, слившихся своими основаниями. От них по крутосклонным долинам между прибрежными горами стекают ледниковые языки с ледопадами. 4 из них достигают моря и продуцируют небольшие айсберги. Широкая полоса наложенного льда между фирновой областью и областью абляции свидетельствует о том, что таяние происходит и выше фирновой линии, но низкая температура льда и температурная инверсия воздуха приводят к вторичному замерзанию талых вод, стекающих из фирнового бассейна. Выводные ледники Терра-Нивеи менее круты и трещиноваты, и ни один из них не доходит до берега. По ним можно довольно легко подняться в фирновую область.

Кроме того, на Мета-Инкогнита, в районе юго-западного побережья залива Фробишер, известно 6 каровых ледников, у нескольких из них есть морены с ледяными ядрами. По исследованию Мерсера и Блэйка [*Mercer*. 1956], большинство обследованных выводных и каровых ледников в настоящее время незначительно отступили от своего недавнего максимального положения. Выводные ледники Терра-Нивеи отступают медленнее, чем Гриннеля, а самые южные из них вообще не имеют признаков отступания.

[*Taylor*. 1956; *Falconer*. 1962; *Bird*. 1967; *Mercer*. 1975e; *Чижов*. 1976]

П-ов Лабрадор

Единственным очагом современного оледенения на северо-востоке материковой части Северной Америки являются **горы Торнгат** на п-ове Лабрадор. Горы Торнгат, начинаясь в 80 км от мыса Чидлей на севере п-ова Торнгат, протягиваются на юго-юго-восток до залива Сарлек почти на 225 км. Горы круто поднимаются над Атлантическим побережьем, сильно расчленены и изобилуют альпийскими формами рельефа. По мере удаления от побережья на запад в глубь полуострова и на юг в рельефе начинают преобладать древние поверхности выравнивания, прорезанные глубокими трогами. Самая высокая вершина, г. Сёрк (1676 м), расположена к югу от фьорда Начвак. Еще несколько вершин поднимается выше 1300—1500 м.

Ледники группируются вокруг самых высоких пиков, занимая древние кары и цирки. Всего насчитывается около 60 ледников общей площадью 5 км^2. Преобладают мелкие каровые и карово-висячие ледники. Длина самого большого 1,6 км. Высотное положение ледников определяется высотой днищ древних каров и цирков. Ледники лежат на высоте от 300 до 600 м над ур. м. — много ниже климатической снеговой линии, которая проходит здесь на высоте 1000—1100 м. Они обязаны своим существованием благоприятным условиям метелевой и лавинной концентрации снега в глубоких карах и цирках, а также их теневому положению. В настоящее время ледники медленно отступают. Так, *ледник Брайент* за 23 года (1908—1931) отступил на 70—90 м.

[*Bird*. 1967; *Fahn*. 1975]

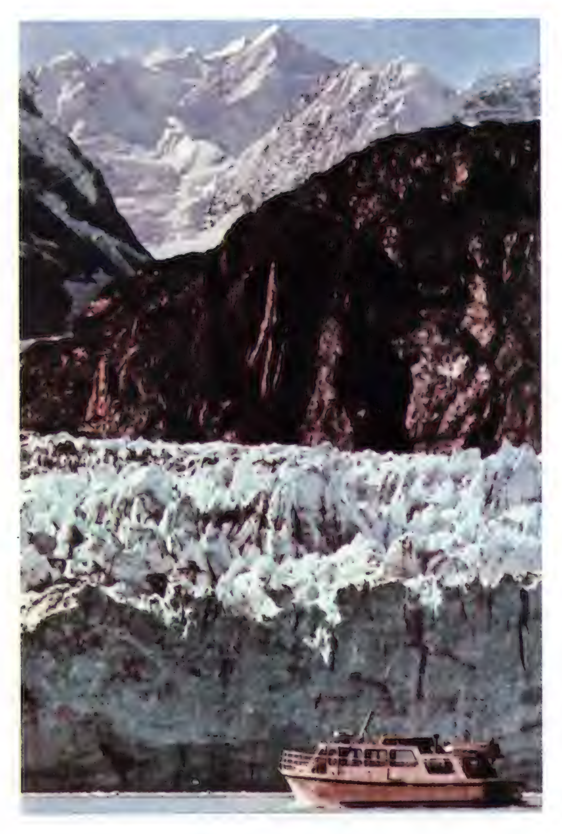
ЛЕДНИКИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Одним из крупнейших районов горного и горно-покровного оледенения северного полушария являются Кордильеры Северной Америки, простирающиеся от северо-западной оконечности Аляски до Панамского перешейка почти на 6000 км. Они состоят из двух обширных высокогорных систем — Тихоокеанской и Восточной, разделенных рядом расчлененных плато с менее значительными высотами.

Тихоокеанская горная система включает в себя цепи горных хребтов, протянувшихся вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки. Ее началом на северо-западе служит гряда Алеутских о-вов, Алеутский и Аляскинский хребты. В пределах последнего поднимается высочайшая вершина Северо-Американских Кордильер — г. Мак-Кинли (6194 м). Далее на юго-восток тянутся горы Кенай, Врангель, Чугач и Св. Ильи, поднимающиеся до 5000—6000 м над ур. м. с высшей точкой — г. Логан (6050 м) в горах Св. Ильи. Южнее по территории Юго-Восточной Аляски и западной части Британской Колумбии (Канада) протягивается Береговой хр., который к югу от нижнего течения р. Фрейзер сменяется Каскадными горами, пересекающими штаты Вашингтон и Орегон в США. Еще далее на юг, в штате Калифорния, поднимается горная гряда Сьерра-Невада с высшей точкой — г. Уитни (4418 м) — это последний форпост современного горного оледенения на территории США. Ледники вновь появляются лишь на вершинах самых высоких вулканов Мексики — Орисаба (5700 м), Попокатепетль (5452 м) и Истаксихуатль (5286 м), — расположенных к югу от 20-й параллели.

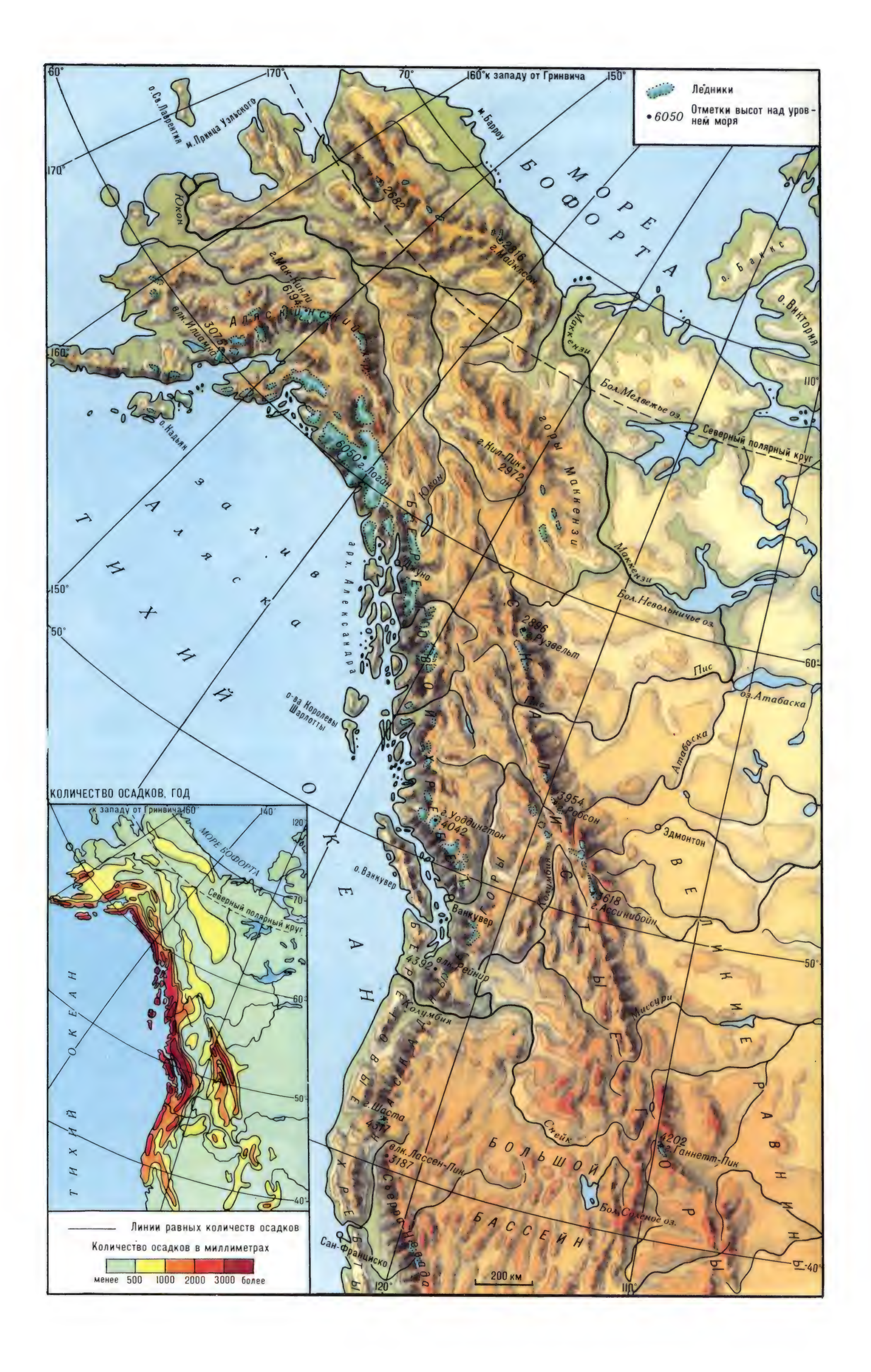
Горы Тихоокеанской системы сложены комплексом осадочных и вулканогенных пород, смятых в складки и разбитых многочисленными разломами. Горообразовательные процессы не прекращаются с мезозоя до наших дней. Высокая сейсмичность и продолжающаяся вулканическая деятельность — характерные особенности гор Тихоокеанской системы. Многие горные вершины — это потухшие или действующие вулканы.

Восточная горная система Кордильер начинается на Аляске хр. Брукс, который простирается в широтном направлении севернее полярного круга. Самая высокая часть хребта и основной очаг современного оледенения — район г. Майкльсон (2816 м). К юго-востоку от нее расположены горы Маккензи. Далее на юго-юго-восток через запад Канады и большей части США протягивается гигантская гряда Скалистых гор, состоящая из множества отдельных хребтов и массивов с высотами до 3500—4400 м над ур. м. На протяжении нескольких тысяч километров Скалистые горы образуют континентальный водораздел между Тихим, Атлантическим и Северным Ледовитым океанами.



Ледник Мэржери. Гора Фэруэтер

Горы Восточной системы сложены в основном осадочными породами палеозойского и мезозойского возрастов с интрузиями гранитов, испытавшими сбросовые деформации и глыбовые поднятия, сопровождавшиеся интенсивной эрозией, что привело к расчленению



Ледники
6050 Отметки высот над уровнем моря
МОРЕ БОФОРТА
ТИХИЙ ОКЕАН
залив Аляска
160° к западу от Гринвича
м. Барроу
м. Принца Уэльского
о. Св. Лаврентия
Юкон
г. Мак-Кинли 6194
Аляскинский хр.
влк. Илиамна 3075
о. Кадьяк
6050 г. Логан
г. Кил-Пик 2972
горы Макензи
Макензи
Бол. Медвежье оз.
Северный полярный круг
о. Банкс
о. Виктория
Бол. Невольничье оз.
арх. Александра
Джуно
2896 г. Рузвельт
Пис
оз. Атабаска
Атабаска
о-ва Королевы Шарлотты
3954 г. Робсон
г. Уоддингтон 4042
Эдмонтон
о. Ванкувер
Ванкувер
3618 г. Ассинибойн
4392 влк. Рейнир
Колумбия
Миссури
г. Шаста 4317
влк. Лассен-Пик 3187
Сьерра-Невада
Снейк
БОЛЬШОЙ БАССЕЙН
4202 г. Ганнетт-Пик
Бол. Соленое оз.
Сан-Франциско
200 км
КОЛИЧЕСТВО ОСАДКОВ, ГОД
МОРЕ БОФОРТА
Северный полярный круг
ТИХИЙ ОКЕАН
Линии равных количеств осадков
Количество осадков в миллиметрах
менее 500 1000 2000 3000 более

горных массивов на отдельные блоки с многочисленными проходами между ними. В сейсмическом отношении горы Восточной системы значительно спокойнее, чем Тихоокеанской.

Между Тихоокеанской и Восточной горными системами расположены обширные плато, над которыми поднимаются лишь немногие вершины, достигающие уровня снеговой границы. Крупнейшие из них: Большой Бассейн на территории США, Внутреннее Плато и Плато Юкон на территории Канады.

В четвертичное время Кордильеры Северной Америки испытали мощное оледенение, которое было много обширнее современного и существовало достаточно долго. Горы и долины подверглись сильной ледниковой обработке, следствием которой явились обширные сглаженные льдом поверхности, многочисленные кары, цирки, карлинги и другие формы экзарации в горах, а у их подножий и в долинах — разнообразные формы моренных и флювиогляциальных отложений. Экзарационные формы, выработанные древними ледниками, в значительной мере предопределили расположение и морфологические типы современных ледников.

Климат Кордильер Северной Америки отличается большим разнообразием и ярко выраженными контрастами. Это связано, во-первых, с большой протяженностью горной системы с севера на юг. Только та часть Кордильер, где распространены современные ледники, тянется от 70 до 35° с.ш. Хребет Брукса лежит в поясе с арктическим климатом; хребты Алеутский, Аляскинский, горы Кенай, Чугач, Врангель и Св. Ильи расположены в Субарктике; Береговой хр., Каскадные и бóльшая часть Скалистых гор — в умеренном поясе, Сьерра-Невада и южная часть Скалистых гор — в субтропическом, а вулканы Мексики, несущие ледники, — в тропическом поясе. Во-вторых, со значительной изменчивостью климата при удалении от Тихоокеанского побережья в глубь континента. На Тихоокеанском побережье климат типично морской со сравнительно небольшими колебаниями температуры воздуха между холодным и теплым временами года и с очень большим количеством осадков, особенно зимних. По мере движения на восток климат становится все более континентальным — температурные контрасты возрастают, а количество осадков уменьшается. В-третьих, огромное значение имеет высота и ориентировка горных хребтов относительно влагонесущих воздушных потоков.

Подавляющая масса осадков, питающих ледники в Кордильерах Северной Америки, приносится циклонами, зарождающимися в зоне Алеутского барического минимума и смещающимися в восточном и северо-восточном направлениях. Поднимаясь по западным и юго-западным склонам Тихоокеанской системы хребтов, влажные воздушные массы питают их обильными осадками в виде ливней и снегопадов. В результате горные хребты Тихоокеанского побережья между заливом Кука (60° с.ш.) и нижним течением р. Колумбии (45° с.ш.) — одно из самых влажных мест на Земле и, пожалуй, самое снежное. Здесь на уровне моря выпадает в среднем 3000—5000 мм атмосферных осадков в год, а в горах на уровне снеговой границы и выше — до 7000—10 000 мм в год. В горах бóльшая часть осадков выпадает в виде снега. Так, на перевале Томпсон в горах Чугач, в 42 км к востоку от порта Вальдес на Аляске, за 9 лет наблюдений в среднем выпадало каждую зиму по 15 м снега, а зимой 1952/53 г. выпало 24,8 м снега. На южном склоне влк. Рейнир, на высоте 1600 м над ур. м., зимой 1955/56 г. выпало 25,4 м снега. В горах Сьерра-Невада только за январь 1911 г. выпало 9,9 м снега, а толщина снежного покрова в марте того же года составила 11,5 м [*Дайсон*. 1966].

Продвижение теплого влажного воздуха с Тихого океана в глубь материка наряду с преградой, которую создают сами горы, зимой часто блокируется областью высокого давления, формирующейся к северу и востоку от Скалистых гор. В результате зимние осадки сильно

◀Оледенение Тихоокеанской горной системы Северной Америки. Составил Л. Д. Долгушин

уменьшаются от берега в глубь континента. К северо-востоку от хребтов Тихоокеанской системы количество осадков падает до 250—500 мм в год, но в Скалистых горах из-за влияния орографии оно вновь увеличивается до 1000—2000 мм в год, что и обеспечивает питание ледников в этих горах.

Высота снеговой линии в Кордильерах Северной Америки подчиняется тем же закономерностям, что и количество осадков: она увеличивается с севера на юг и с запада на восток. Самое низкое положение снеговая линия занимает на западном и юго-западном склонах гор Кенай, Чугач, Св. Ильи и Берегового хр., окаймляющих Аляскинский залив. Здесь ее высота колеблется от 500 до 1000 м. К северу и востоку от побережья высота снеговой линии увеличивается до 1500—2000 м над ур. м. на Аляскинском хр., в горах Врангель и на восточных склонах других хребтов Тихоокеанской горной системы примерно до широты нижнего течения р. Колумбии (ок. 46° с.ш.), а также на хр. Брукс (близ 68° с.ш.).

В Каскадных горах снеговая линия лежит на высоте от 1800 м на севере до 2500 м на юге. В Сьерра-Неваде — от 3200 до 3700 м, в Скалистых горах — от 2100 м на севере до 2800 м в средней части и до 3400—3600 м на самых южных ледниках. Во всех случаях на западных склонах горных хребтов снеговая линия лежит ниже, чем на восточных. Ее высота меняется более значительно в направлении запад — восток, чем север — юг, и линии, соединяющие точки одинаковой высоты снеговой границы (изохионы), протягиваются не по широтам, а параллельно тихоокеанскому побережью материка; они довольно хорошо согласуются с изолиниями равных величин атмосферных осадков [*Meier et al.* 1971].

В связи с тем что снеговая линия в Тихоокеанской горной системе расположена ниже, а горы поднимаются выше, чем в Восточной системе, оледенение Тихоокеанской горной системы примерно вдвое больше, чем Восточной.

[*Ommaney*. 1980; Mountain... 1975; *Post, Meier*. 1980]

Глава 1

ТИХООКЕАНСКАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА

Раздел 1

МЕКСИКА*

На территории Мексики ледники есть лишь на трех вулканах, лежащих к югу от 20° с.ш. в пределах Поперечной Вулканической Сьерры, протягивающейся от берега Тихого океана к Мексиканскому заливу. Это — Орисаба (5700 м), Попокатепетль (5452 м) и Истаксихуатль (5286 м).

Основная особенность климата рассматриваемой части Мексики — сухая зима и влажное лето. Зимой дуют сухие и холодные муссонные ветры с Северо-Американского материка. Летом они сменяются муссонами, дующими с Атлантического океана, которые приносят до 80% годового количества осадков. На наветренных склонах гор количество осадков достигает 3000—4000 мм. В высокогорной зоне осадков меньше, но их все же достаточно, чтобы могли существовать ледники. Максимум аккумуляции снега приходится на период с мая по январь. С января по май преобладает абляция (таяние и испарение). В любой из летних месяцев возможны снежные бури. Высота снеговой линии колеблется от 4750 м на северных склонах до 4950 м на западных.

На **влк. Орисаба** (19°02′ с.ш., 97°17′ з.д.), самом высоком в Мексике, ледники занимают площадь 9,42 км^2. Здесь насчитывается 9 ледников. Самый крупный — *Большой Северный ледник*. Это ледяное поле, начинающееся у края вершинного кратера на высоте 5650 м и спускающееся по северному и северо-восточному склонам вулкана до высоты 4640 м. По западному склону вулкана от Большого Северного ледника, следуя топографии застывших лавовых потоков, спускаются 4 ледниковых языка, по типу близкие к долинным, и 2 менее четко выраженных выступа, обрывающиеся ле-

* Помещение этого раздела в главу «Тихоокеанская горная система» условно. Вулканы Мексики, на которых есть ледники, генетически принадлежат к Поперечной Вулканической Сьерре.



Ледник Чичимако. Мексика

допадами с 300-метровой лавовой ступени. Самый северный выступ Большого Северного ледника — *ледник Чичимако.* На северо-восток от вершинного кратера спускается небольшой *Восточный ледник* (0,42 км²). Толщина Большого Северного ледника около 50 м. Наблюдений за режимом и колебаниями ледников на влк. Орисаба не проводилось.

Влк. Попокатепетль (19°01′ с.ш., 99°41′ з.д.) — вторая по высоте гора в Мексике. Это стратовулкан правильной конической формы. На его вершине — кратер диаметром 600 м с 500-метровыми отвесными стенами. Активен, последнее извержение произошло в 1920—1921 гг. и растопило покрывавшую вулкан шапку снега и льда. После катастрофы сохранился лишь один ледник, Вентирильо, на северном склоне. В 1958 г. на северном склоне вулкана было уже 3 ледника, имевших общую зону аккумуляции. Ледники разделяются на независимые потоки на высоте примерно 5250—5300 м. В 1951 г. толщина фирна на северо-западном склоне была около 40 м. На *леднике Венторильо* есть кающиеся и глубокие трещины. Высота фирновой линии около 4600 м.

Влк. Истаксихуатль (19°05′ с.ш., 98°38′ з.д.) — это зубчатый гребень с лавовыми пиками из 4 слившихся вулканических конусов вдоль тектонического разлома. Современная топография Истаксихуатля обусловлена вулканической деятельностью и водно-ледниковой эрозией — на склонах много оползней, селевых и моренных отложений. Общая площадь оледенения всего 1,27 км², но в связи с большой расчлененностью рельефа здесь насчитывается 12 ледников, либо полностью независимых друг от друга, либо связанных только фирновыми областями.

Толщина ледников 20—50 м. Большинство из них расположено на юго-западном склоне гребня, вытянутого с юго-востока на северо-запад, на его трех главных вершинах — Пехо, Баррига и Родиллас. С вершины Пехо, покрытой фирновой шапкой, спускается 5 ледников общей площадью 0,6 км². Оледенение г. Баррига состоит из трех ледников общей площадью 0,57 км². *Ледник Айолоко,* самый крупный на Истаксихуатле, спускается до 4670 м — ниже всех других ледников этой горы. На вершине Родиллас два маленьких изолированных ледника общей площадью 0,07 км². Ледники влк. Истаксихуатль являются остатками более крупного ледяного купола, покрывавшего вулкан в прошлом [*Lorenzo.* 1964].

Раздел 2
СЬЕРРА-НЕВАДА

Горная гряда Сьерра-Невада протягивается по территории штата Калифорния (США) с юга на север почти на 690 км. Хребет резко асимметричен. Восточный склон очень крутой. Он сформирован гигантским меридиональным разломом, образующим естественную границу между Сьерра-Невадой и Большим Бассейном. Более широкий и пологий западный склон хребта изрезан многочисленными каньонами, по которым ручьи и речки устремляются к Центральной долине Калифорнии, отделяющей Сьерра-Неваду от Береговых хребтов, и впадают в реки Сакраменто и Сан-Хаокин, текущие по ней навстречу друг другу. В национальном парке Секвойя поднимается высочайщая вершина Сьерра-Невады — г. Уитни (4418 м). Кроме нее есть еще 6 пиков выше 4200 м.

Близость к Тихому океану, большая высота хребта и его меридиональное простирание поперек направления движения западных влагонесущих воздушных масс обусловливают выпадение огромного количества атмосферных осадков, особенно на западной стороне гор, где их годовая сумма на уровне снеговой границы достигает 9000—12 000 мм. Максимум осадков приходится на зимние месяцы. Известны случаи, когда за 1 месяц накапливался слой снега толщиной более 9,6 м. Особенно много снега накапливается в глубоких карах и цирках, обеспечивая питанием многочисленные мелкие ледники, в большинстве своем расположенные ниже климатической снеговой границы.

По каталогу, в Сьерра-Неваде 497 ледников общей площадью 62,3 км^2. Большинство из них имеют размеры от 0,1 до 1,5 км^2. Площадь самого большого ледника 1,58 км^2. Средняя высота ледников 3500 м. Ледники сильно заморенены: площадь открытого льда 67%, закрытого мореной — 33% [*Raub et al.* 1978].

На *леднике Маклюр* (37°45′ с.ш., 119°15′ з.д.) проводились балансовые наблюдения по программе МГД. Его площадь 0,17 км^2, высота границы питания 3700 м. С 1967 по 1972 г. средняя годовая аккумуляция составила 194 г/см^2, из них 43% — за счет лавин и метелевой концентрации снега в каре. Максимальная аккумуляция была в 1966/67 г. — около 350 г/см^2, а минимальная — около 100 г/см^2 — в 1967/68 г. В 1966/67 г. баланс был резко положительным (+114 г/см^2), а в 1967/68 г. — отрицательным (−85 г/см^2). В целом за 6 лет (1967—1972 гг.) баланс был близок к нейтральному (+12 г/см^2 в год) [*Майер и др.* 1980].

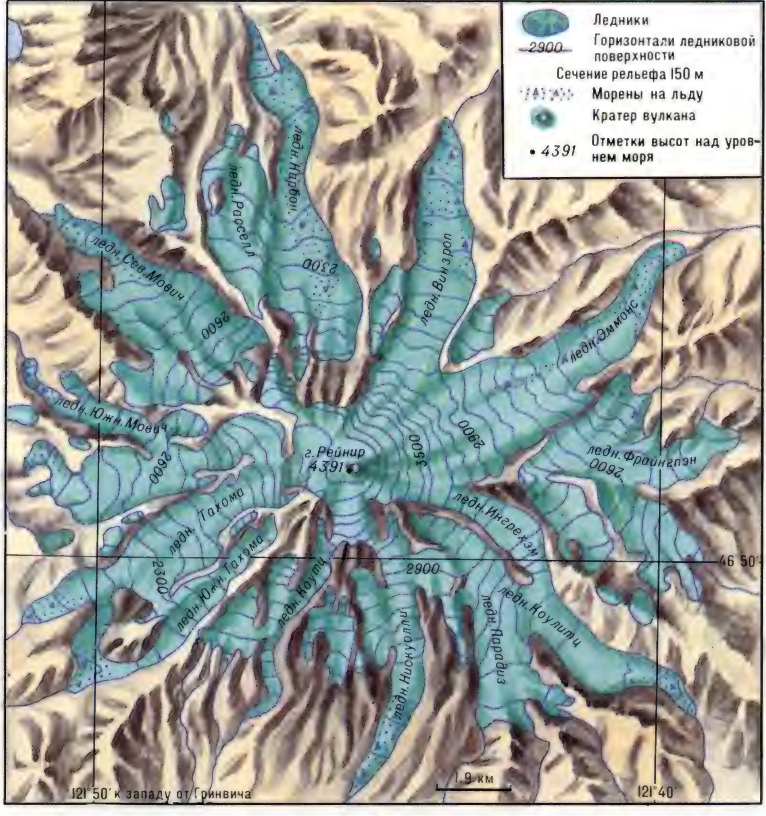
В первой половине XX в. большинство ледников Сьерра-Невады отступало. Так, *ледник Полисейд* с 1925 по 1955 г. стал тоньше на 25 м и потерял в общей сложности около 80 млн т льда. К началу 1960-х годов деградация ледников приостановилась, а в 1965 г. баланс массы на многих ледниках Сьерра-Невады был положительным [*Lehr.* 1975].

Раздел 3
КАСКАДНЫЕ ГОРЫ И ГОРЫ ОЛИМПИК

Каскадные горы протягиваются к северу от влк. Лассен-Пик через штаты Калифорния, Орегон и Вашингтон по территории США и оканчиваются на территории Канады к югу от р. Фрейзер. Горы глубоко и сложно расчленены с относительными перепадами высот до 2000 м на очень коротких расстояниях, особенно на севере, где обширное плейстоценовое оледенение оставило яркие следы своего пребывания в виде острых пиков-карлингов, глубоких цирков и трогов. Самые высокие пики, особенно на юге, — это конусы потухших вулканов, большинство которых действовало еще в историческое время, а некоторые активны и в наши дни.

Общая площадь оледенения в Каскадных горах на территории США составляет около 400 км^2, а число ледников — 980. На территории Канады в Каскадных горах есть лишь несколько ледников альпийского типа. Сведения о крупнейших ледниках Каскадных гор и гор Олимпик даны в Прилож. № 6, табл. 1.

Ледники питаются снегопадами, которые приносят западные ветры с Тихого океана. Воздушные потоки, проходя через хребты Каскадных гор, оставляют основную массу осадков на их западных



Оледенение вулкана Рейнир. Каскадные горы. Составила Н. М. Зверкова

склонах. Так, в 100 км от побережья выпадает 4500 мм осадков в год; в 210 км от побережья (*ледник Южный Каскадный*) — 3600 мм, в 250 км — около 2000 мм, а у восточного подножия гор, в 350 км от берега, только 300 мм. В том же направлении повышается уровень снеговой границы. В связи с этим более 80% общей площади оледенения расположено к западу от водораздела. Многие ледники, лежащие в глубоких карах, получают дополнительное питание за счет метелевого снега и лавин. Основная масса ледников Каскадных гор сконцентрирована на вершинах и склонах наиболее высоких горных пиков и вулканических конусов.

Очаги оледенения описываются с юга на север.

Влк. Шаста (4317 м) — самый южный в Каскадных горах, на котором есть ледники. На нем расположено 8 ледников общей площадью 5,5 км^2. Ледники каровые и висячие, их средняя высота 3200 м. На **г. Три Сестры** (3100 м) 21 ледник общей площадью 5,5 км^2. Большинство ледников — каровые. Крупнейший — *ледник Коллиер* (дл. 2,4 км, шир. до 1,2 км), остальные много мельче. В настоящее время ледники отступают. На **влк. Джефферсон** (3198 м) 5 ледников общей площадью 3,2 км^2. Высота границы питания 2500 м. На потухшем **влк. Худ** (3427 м) 12 ледников общей площадью 9,9 км^2. Самый большой из них — *ледник Элиот*. Общая тенденция колебаний конца этого ледника — отступание.

Особый интерес представляет оледенение **влк. Сент Хеленс** (2948 м). К моменту извержения этого вулкана в 1842 г. на нем был 21 ледник площадью 7,3 км^2, а перед последним извержением 27 марта 1980 г. — всего 13 ледников площадью 5 км^2, объемом 0,18 км^3. В результате извержения и взрыва 18 мая 1980 г. 70% общего объема льда было уничтожено. Из-за перестройки рельефа питание оставшихся ледников ухудшилось [*Brugman, Meier*. 1981].

На **влк. Адамс** (3751 м) 23 ледника общей площадью 16,1 км^2. Высота границы питания 2200 м, осадков выпадает

около 2000 мм в год. Есть признаки отступания ледников.

Влк. Рейнир (4392 м) — это самый высокий вулкан в Каскадных горах и самый крупный очаг оледенения в материковой части США (без Аляски). На нем 41 ледник общей площадью 87,8 км^2 [*Meier*. 1961]. Снеговая линия проходит на высоте 2000—2100 м. Господство над окружающей местностью и близость к Тихоокеанскому побережью обеспечивают большое количество осадков, приносимых зимними циклонами. В отдельные годы на уровне снеговой границы и выше сезонный снежный покров достигает 10—12 м. От обширного снежно-фирнового поля, покрывающего вершину и северо-западный склон вулкана, звездообразно расходятся ледниковые языки: *Винтроп, Эммонс, Ингрехэм, Нискуолли, Каутц* и *Тахома*. Несколько ледников начинается в обособленных фирновых бассейнах, занимающих глубокие цирки и котловины в привершинных частях вулкана. Языки ледников длиной 5—10 км спускаются до высот 1300—1500 м по долинам и оврагам, разделенным крутыми и узкими скалистыми гребнями. Некоторые достигают верхней границы леса. Концы многих ледников покрыты мореной и окаймлены грядами конечных морен.

Ледник Эммонс (дл. 9,3 км, пл. 14 км^2) — самый большой на влк. Рейнир. Фирновая область ледника круто спускается от вершинного кратера по северо-восточному склону до 2000 м. Язык лежит в глубоком каньоне, спускаясь до высоты 1440 м. Его нижние 3 км покрыты абляционной мореной. Скорость движения льда в средней части ледникового языка от 8,5 до 23 см/сут.

Ледник Нискуолли (дл. 7 км, пл. 2,1 км^2) на южном склоне влк. Рейнир имеет самый длинный ряд наблюдений за колебаниями конца на территории США. С 1931 г. он регулярно картируется через каждые 5 лет и находится под постоянным наблюдением, так как от его режима зависит работа гидростанции в городе Такома, сооруженной на вытекающей из ледника р. Нискуолли. Благодаря очень обильным осадкам (5000—6000 мм в год) и интенсивному таянию в области абляции обмен вещества в леднике происходит очень быстро, и ледник чутко реагирует на колебания климата. Ниже всего конец ледника спускался в 1840 г. (до 1100 м над ур. м.). С тех пор до середины XX в. он отступал, затем активный конец ледника стал утолщаться и продвигаться вниз по долине, а мертвый лед стаивал. К 1976 г. конец ледника достиг отметки 1475 м, его толщина в 1,2 км от конца увеличилась более чем на 40 м, а скорость движения льда в том же месте увеличилась почти в 20 раз (до 1 м/сут.). Ледник Нискуолли — типичный долинный ледник на влк. Рейнир, и его колебания достаточно верно отражают основную тенденцию колебаний и других ледников района [*Meier, Post*. 1962] (см. карту).

Мелкие каровые ледники встречаются на хребтах, примыкающих к влк. Рейнир. Лежат они, как правило, на сотни метров ниже уровня климатической снеговой границы, и значительную часть их питания составляют лавины и навеянный снег.

Влк. Рейнир и его окрестности исключительно живописны и легко доступны. Здесь создан один из самых популярных национальных парков США.

Основная масса современных ледников на территории США (без Аляски) сосредоточена в северной части Каскадных гор на территории штата Вашингтон, где кроме ледников влк. Рейнир насчитывается 756 ледников общей площадью 267 км^2, объемом около 15,7 км^3. Ледники покрывают самые высокие пики, лепятся по крутым склонам горных гребней, занимают высоко расположенные цирки и кары. Преобладают висячие и каровые ледники небольших размеров (92% от общего числа и 48% общей площади оледенения). Долинные и крупные ледники цирков по числу составляют немногим более 4%, но на их долю приходится 34% общей площади оледенения и 57% от общего объема льда в данном районе [*Post et al.* 1971].

В районе пика Сентинел, в сердце Северных Каскадных гор, расположен *ледник Южный Каскадный* (48°22′ с.ш., 121°03′ з.д.). Он был объектом стационарных наблюдений в период МГГ. Это простой долинный ледник длиной 2,9 км, площадью 2,7 км^2. Лежит он в глубоком



Южный Каскадный ледник

цирке. Высшая точка ледника 2200 м, конец обрывается в приледниковое озеро на высоте 1613 м. Граница питания на леднике очень изменчива: иногда он полностью освобождается от снежного покрова, а в многоснежные годы покрыт снегом на большей своей части круглый год. Местами язык ледника спускается ниже верхней границы леса, что связано с его обильным питанием не только за счет выпадающих на его поверхность атмосферных осадков (около 2600 мм в год), но и за счет метелевого снега и лавин (32% от общей массы снегонакопления). В 1928 г. ледник заполнял весь бассейн современного приледникового озера. С тех пор он непрерывно отступает и теряет массу. Средний годовой баланс массы между 1928 и 1944 гг. был -170 г/см^2, между 1945 и 1965 гг. -60 г/см^2, а между 1966 и 1976 гг. -7 г/см^2. Общая потеря массы за эти годы в слое воды составила 40 м [*Meier et al.* 1971; *Криммел и др.* 1980].

К северо-западу от пика Букнер (2777 м), в широком цирке, лежит *ледник Бостон,* самый большой по площади в Северных Каскадных горах (около 7 км^2). До 1950 г. ледник отступал, но между 1950 и 1955 гг. его конец быстро продвинулся, площадь ледника увеличилась на 17%.

Влк. Бейкер (3285 м) расположен в 24 км к югу от границы США с Канадой. Снег и лед покрывают вершину и верхние части склонов этого вулкана, за исключением острых гребней и крутых обрывов. Осадков на высоте 1280 м выпадает 2800—3000 мм в год. Из них 80% в виде снега. Высота снеговой линии 1800 м. Из общей снежно-фирновой шапки площадью 35 км^2 стекает 7 ледников. Крупнейшие из них — *ледники Колеман* и *Рузвельт,* текущие на северо-запад, и *Деминг* и *Эйстон,* текущие на юг и юго-запад. Ледник Колеман до 1949 г. отступал, но между 1949 и 1970 гг. продвинулся на 300 м. Ледники Деминг и Эйстон за первую половину XX в. отступили на 800 и 600 м соответственно.

Все значительные очаги современного оледенения в северной части Каскадных гор включены в территорию национальных парков и заповедников: национальный парк Северные Каскады, заповедник Глейшер-Пик и заповедник Бейкер.

Самый западный очаг оледенения на территории США (без Аляски) расположен **в горах Олимпик** на п-ове Олимпик. Климат полуострова типичный морской с мягкой многоснежной и ветреной зимой, сырым и прохладным летом. Осадков выпадает до 5000—6000 мм в год. Особенно обильны осадки на западных склонах гор, обращенных к открытому океану. Предгорья и склоны гор до высоты 1950 м над ур. м. покрыты лесами.

Всего в горах Олимпик 61 ледник общей площадью около 33 км^2. Ледники сконцентрированы главным образом на г. Олимпус и прилегающем к ней хр. Бэйлей. Граница питания на ледниках проходит на высоте от 1700 м на западных и северных склонах до 2000 м на восточных. Концы многих ледников спускаются до 1200—1400 м, вторгаясь в лесную зону.

Г. Олимпус (2424 м) расположена в центре п-ова Олимпик. С ее трехглавой вершины веером расходятся *ледники Хох, Хьюмес, Блю, Уайт* и *Хуберт.* Самый длинный из них — ледник Хох (дл. 6 км). Лучше других изучен ледник Блю. На нем с 1957 г. проводились наблюдения по программе МГГ.

Ледник Блю (дл. 4,1 км, пл. 4,3 км^2, объем льда 0,57 км^3) спускается с 2350 до 1275 м над ур. м. Средняя толщина 133 м. Область абляции занимает 65% площади ледника, область аккумуляции — 35%. За период с 1956 по 1963 г. баланс массы ледника колебался от $+595$ г/см^2 в 1956 г. до -710 г/см^2 в 1958 г. Три года баланс

был положительным, четыре — отрицательным. В среднем за 7 лет +207 г/см^2. С 1939 по 1952 г. поверхность ледника понизилась на 3,3 м, а объем уменьшился на 30,7 тыс. м^3. С 1952 по 1957 г. поверхность ледника, наоборот, повысилась на 9,6 м, а объем увеличился на 46,4 тыс. м^3 [*Businger*. 1962]. Таким образом, ледник Блю с 1952 г. находится в прогрессивной стадии развития.

На хр. Бэйлей расположено несколько каровых и висячих ледников. Крупнейший из них имеет длину 1,5 км. На хребте много пустых каров, днища которых заняты небольшими озерами. Несколько ледников лежит к югу и юго-востоку от г. Олимпус. Это все мелкие каровые и висячие ледники. Более двух десятков ледников есть на г. Андерсон в восточной части гор Олимпик [*Denton*. 1975 c].

Раздел 4
БЕРЕГОВОЙ ХРЕБЕТ

К северу от Каскадных гор, вдоль побережья Тихого океана, по территории Канады и Аляски тянется Береговой хр. Южная его часть (к югу от р. Скина) известна под названием Тихоокеанский хр. (Пасифик), а северная — Граничный хр. (Баундари).

Тихоокеанский хр. почти на всем протяжении поднимается выше 2700 м. Высшая точка — г. Уоддингтон (4042 м). Рельеф имеет ярко выраженный альпийский облик с экзарационными и аккумулятивными ледниковыми формами. Бóльшая часть гор сложена гранитами, метаморфическими и осадочными породами. Климат типичный морской с умеренно холодной многоснежной зимой и прохладным летом. На высоте 1500 м средняя температура июля +10°, января −4°. Осадков выпадает от 2000 до 3750 мм в год. Основную массу осадков приносят зимние циклоны из алеутской области низкого давления в северной части Тихого океана. Снеговая линия на западных склонах хребтов лежит на высотах 1250—1500 м, на восточных — 1500—2000 м.

На Тихоокеанском хр. обширные фирново-ледяные поля с расходящимися от них ледниковыми языками покрывают высокие горные массивы между 50 и 52° с.ш., 123 и 126°30′ з.д. Менее крупные фирново-ледяные поля и независимые ледники рассеяны почти по всему хребту, особенно на его западной стороне.

В южной части Тихоокеанского хр., на территории провинциального парка Гарибальди, около 25 ледников общей площадью 57 км^2, из них 30 км^2 — на пике Гарибальди (2677 м). Высота снеговой линии 1800—2100 м. Самый большой независимый ледник в этом районе — *Чикамс* (пл. 8,4 км^2). Район очень многоснежный. Толщина снежного покрова на ледниках до 5—10 м. В первой половине XX в. ледники отступали.

Ледник Сентинел (49°54′ с.ш., 122°59′ з.д.), изучавшийся в период МГД (1966—1974 гг.), занимает бассейн северной экспозиции на северо-восточном склоне г. Гарибальди. Площадь ледника около 2 км^2, высота фирновой линии 1800 м, конца ледника — 1575 м, ледниковый коэффициент 0,61. Между 1935 и 1950 гг. ледник отступил на 0,4 км. За 9 лет (с 1966 по 1974 г.) средний баланс массы был положительным (+32 г/см^2 в год), и масса ледника за это время увеличилась на 5,3 млн т. Таким образом, деградация ледника прекратилась и начался обратный процесс [*Mokievsky-Zubok, Stanley*. 1976 a].

Ледник Плейс (50°26′ с.ш., 122°36′ з.д.) расположен на Тихоокеанском хр. Британской Колумбии, примерно в 135 км к северу от города Ванкувера. Как и ледник Сентинел, он находится в зоне влияния морского климата, но осадков здесь выпадает уже в 1,5—2 раза меньше в связи с более восточным положением и загороженностью от западных влагонесущих ветров высокими хребтами. Он также служил объектом наблюдений в период МГД. Площадь ледника около 4 км^2, высшая точка фирнового бассейна 2600 м, высота конца 1820 м, высота фирновой линии 2140 м, ледниковый коэффициент 0,46. Средний годовой баланс массы за 1965—1974 гг. составил −46 г/см^2 с колебаниями в отдельные годы от +56 до −151 г/см^2. За указанные 10 лет ледник потерял около 16 млн т массы [*Mokievsky-Zubok, Stanley*. 1976 b].

К северо-западу от парка Гарибальди до 51° с.ш. рассеяно множество независимых ледников и несколько компактных очагов оледенения, где фирновые бассейны долинных ледников вплотную соприкасаются между собой, покрывая почти сплошь гребни хребтов и массивов.

Между р. Зюйдгате и р. Хоматко, впадающими в залив Бут, на юго-западе и оз. Чилко на востоке лежит *снежное поле Хоматко,* протянувшееся на 32 км с севера на юг и на 19 км с запада на восток. С него во всех направлениях расходятся 6 крупных и множество мелких ледников.

В районе г. Уоддингтон (4042 м) расположено ледяное *поле Уоддингтон* длиной 32 км и шириной около 24 км. Строго говоря, это не поле, а скопление большого числа долинных ледников в сильно расчлененной местности с резко выраженным альпийским рельефом, верховья которых соединяются между собой. Среди наиболее крупных — *ледники Теллот, Тьедемен, Уоддингтон, Франклин* и др. Самый длинный из них — ледник Франклин (дл. 26 км). Между 1927 и 1948 гг. его конец отступил на 1440 м и стал тоньше на несколько десятков метров.

Еще более значительный узел оледенения с центром на 51°30′ с.ш., 126° з.д. лежит к западу от сквозной долины р. Клинаклини. Фирновые поля и ледяные языки образуют сложную сеть на площади 45×45 км. Здесь расположен большой сложный долинный *ледник Клинаклини,* дающий сток в залив Кинг. Его длина около 40 км. Конец не доходит до головы фьорда всего на 100 — 150 м.

К северу от этого ледяного поля, в районе г. Монарк (3570 м), расположено еще одно обширное скопление ледников, растекающихся радиально из общего центра. К северо-востоку от него ледники крупных скоплений не образуют, хотя их здесь очень много. Такая картина сохраняется вплоть до широтного отрезка долины р. Скина — северной границы Тихоокеанского хр.

[*Denton.* 1975 d]

Кроме гор, расположенных на материке, к Береговому хр. относятся также горы о. Ванкувер, состоящие из отдельных массивов, разделенных глубокими троговыми долинами. На юго-западе горы круто обрываются к морю или к узкой прибрежной равнине. Хребты протягиваются согласно с общим простиранием острова с северо-запада на юго-восток, достигая наибольшей высоты в центре острова — 2200 м. Здесь на северных и северо-восточных склонах много небольших долинных и каровых ледников. Нижний предел оледенения в соответствии с условиями питания осадками повышается с востока на запад от 670 до 2070 м. На ледники о. Ванкувер составлен каталог. Всего здесь учтено 219 ледников общей площадью 27,6 км^2. В настоящее время ледники острова имеют положительный баланс массы.

Граничный хр. протягивается от нижнего течения р. Скина на юге до верховьев р. Юкон на севере на 850 км при ширине около 160 км. Весь восточный склон Граничного хр. и его южная и северная части лежат в Канаде, а западный склон — на Аляске.

Высшая точка Граничного хр. — г. Рац (3236 м), другие горные пики не превышают 2750 м. Западные склоны Граничного хр. имеют типично морской климат, а восточные — переходный к континентальному. Осадков выпадает очень много — на западе местами до 5000—5500 и более миллиметров в год. В отдельные годы здесь на уровне снеговой границы снежный покров достигает толщины 12—18 м. На восточных склонах количество осадков 1000—2000 мм в год. Снеговая линия проходит на западных склонах на высоте 1000 м и ниже, на восточных — на высоте 1500—2000 м. Центральные районы горной полосы характеризуются промежуточными значениями.

Граничный хр. — один из крупнейших центров оледенения Северо-Американского континента. Здесь 132 ледника длиннее 8 км каждый, общей площадью около 11 300 км^2 и много менее крупных ледников.

Граничный хр. дренируется реками, которые, за исключением крайнего северо-востока, принадлежат бассейну Тихого океана. Многие из этих рек начинаются к востоку от Граничного хр. и собирают сток с его восточных склонов, а за-

тем прорезают хребет глубокими сквозными долинами. Крупнейшие из этих рек: Скина, Насс, Стикин, Таку, Алсек. В результате вся система Граничного хр. оказывается расчлененной на отдельные горные группы, в пределах которых расположены очаги современного оледенения, сильно отличающиеся друг от друга по площади, размерам и типам ледников. К Граничному хр. относят также часть архипелага Александра. Ниже дается обзор основных очагов оледенения Граничного хр. Сведения о крупнейших ледниках этого района помещены в Прилож. № 6, табл..2.

Между реками Скина и Насс горы достигают высот от 1800 до 2395 м, и на самых высоких вершинах, а также в карах встречаются небольшие ледники, спускающиеся до 1200 м. Севернее, между р. Насс, Портланд-Каналом и перевалом Бэр-Ривер-Пасс, многие вершины поднимаются выше 2100 м, а самая высокая из них, г. Оттер, достигает 2693 м. Здесь расположены обширное снежное *поле Кембрия,* менее крупное снежное поле без названия и много независимых ледников.

Снежное поле Кембрия (55°52′ с.ш., 129°40′ з.д.) занимает площадь около 700 км^2. С него во всех направлениях стекают выводные *ледники Суттон, Бромлей, Китзаульт, Бэр-Ривер* и ряд безымянных. Высота снежного поля от 1500 до 1750 м.

Ледник Бромлей — самый крупный в этом районе (дл. 10 км, шир. 900— 1500 м). С 1910 по 1949 г. ледник отступил на 1,2 км. Отступали и другие ледники.

Ледник Бэр-Ривер спускается на одноименный перевал, где его язык раздваивается — одна ветвь течет на восток в р. Насс, другая на запад в р. Бэр-Ривер. К 1950-м годам ледник отступил, оставив на перевале оз. Строн, дававшее сток в р. Строн-Крик. В 1958 г. ледяная плотина неожиданно прорвалась в противоположном направлении — в р. Бэр-Крик, и паводок сильно повредил железную дорогу в долине этой реки. До 1962 г. озеро прорывалось еще 4 раза, а затем прорывы прекратились.

К югу от снежного поля Кембрия есть еще одно снежно-фирновое поле с выводными ледниками общей площадью около 100 км^2, дающее сток в р. Насс и залив Обсервэйшн.

Между Портланд-Каналом, перевалом Пасс и р. Унук расположено три крупных очага оледенения: в районе г. Патталло — ледниковый комплекс Франк-Макки-Хигланд и ледниковый комплекс к югу от него — на территории Аляски, дающий сток в Портланд-Канал и р. Чикамин.

Ледники со слившимися фирновыми бассейнами почти сплошь покрывают горы между пиками Патталло (2729 м) и Джонсон (2214 м), занимая площадь 14×19 км. Средняя высота фирновых бассейнов 1400—1800 м. Самый крупный ледник длиной около 8 км служит истоком р. Тодд-Крик. Небольшие долинные и каровые ледники есть также на соседних хребтах к северу, востоку и западу от пика Патталло.

Ледниковый комплекс Франк-Макки-Хигланд — это непрерывная цепь фирновых полей и ледников, простирающаяся на север от верховьев Портланд-Канала на Аляске и далее по территории Канады до истоков рек Унук и Треати-Крик почти на 90 км при ширине до 50 км. На этом участке Граничного хребта несколько вершин более 2400 м. Снеговая линия на западном склоне лежит на высоте 1300—1400 м, на восточном — от 1400 до 1700 м. Основными центрами оледенения являются три связанных между собой фирновых поля: *Северное* — в районе г. Книппл, *Центральное* и *Южное* — в районе г. Джон-Джей. С Северного фирнового поля радиально растекаются многочисленные долинные ледники средних размеров, питающие истоки р. Унук, р. Треати-Крик и левые притоки р. Бовзер. Центральное фирновое поле занимает продольную долину длиной около 30 км и шириной 2—3 км между цепями гор Пирсон на западе и Уайт-Фрезер и Берендон на востоке. Высота Центрального фирнового поля в средней части около 1850 м. Отсюда его поверхность полого понижается на север и юг, переходя в истоки крупных долинных ледников. Языки *ледников Франк-Макки, Сэмон, Берендон* перетекают в соседнюю с востока сквозную долину Бовзер-Сэмон, параллельную долине фирнового поля, но расположенную гип-

сометрически ниже почти на 1000 м. Здесь концы ледников или распластываются в виде «предгорной луковицы» (ледник Франк-Макки), или раздваиваются и текут по долине в противоположные стороны (ледник Сэмон). На запад спускаются *ледники Унук, Ледук; Чикамин* (Прилож. № 6, табл. 2).

Ледник Франк-Макки (дл. 23 км, пл. 160 км^2) — самый большой в этом районе. Его конец шириной около 3 км между 1905 и 1910 гг. блокировал р. Бовзер, и за ним образовалось подпрудное озеро Тайд длиной 8 км, шириной до 1,5 км, которое периодически опоражнивалось, вызывая большие наводнения ниже по долине. К 1957 г. оз. Тайд было полностью спущено, а на его месте осталась бесплодная галечная долина.

Ледник Сэмон (дл. 22 км, пл. 86 км^2) по выходе из центральной фирновой мульды 12 км течет на восток. Достигнув долины Бовзер-Сэмон, он делится на северный поток длиной 3 км, оканчивающийся на высоте 826 м в оз. Суммит, и южный поток длиной 9 км, спускающийся до 160 м над ур. м. и дающий начало р. Сэмон. Толщина ледника Сэмон до 610—730 м. Средняя скорость движения льда от 80 до 150 м/год. Чистая аккумуляция в фирновой зоне ледника на высоте 1590 м за 1956/57 г. составила 254 г/см^2, а абляция на ледниковом языке — 350 г/см^2. Баланс отрицательный — 96 г/см^2. По снимкам и картам разных лет южный конец ледника Сэмон с 1924 по 1965 г. отступал со средней скоростью 40 м в год. Северный конец ледника, оканчивающийся в оз. Суммит, с первой декады XX в. к 1960-м годам отступил на 1 км, что привело к прорыву оз. Суммит в долину р. Сэмон, впервые в 1961 г., затем в 1965 и 1967 гг., вызвав разрушения в долине. При прорывах уровень озера снижался более чем на 50 м.

Ледник Берендон (дл. 9 км, пл. 41 км^2) состоит из двух равновеликих частей, начинающихся в независимых фирновых бассейнах и сливающихся лишь в 3 км от конца в долине р. Бовзер.

В связи с проектированием транспортного тоннеля близ конца ледника его динамика явилась предметом специальных исследований. По заключению гляциологов, в ближайшие десятилетия конец ледника останется стабильным и не создаст препятствия для строительства и эксплуатации тоннеля. Ледники Ледук и Чикамин с начала XX в. отступают. Конец первого из них стал тоньше на 100 м.

В бассейнах рек Техас-Крик и Тумб-Крик есть небольшие долинные и каровые ледники. Последние лежат ниже климатической снеговой линии, на высотах около 900—1000 м над ур. м.

К югу и юго-западу от долины р. Тумб-Крик расположено фирновое поле, с которого ледники стекают во всех направлениях. Среди них — самый большой *ледник Соул* (дл. 22 км, пл. 66 км^2).

Всего на участке Граничного хр. от р. Скина до р. Унук 28 ледников имеют длину более 8 км, их общая площадь 1630 км^2. Высота концов этих ледников колеблется от 100 до 250 м над ур. м., высота фирновой линии от 1200 до 1900 м. В XX в. ледники отступают.

Участок Граничного хр. между реками Унук и Стикин протяженностью около 200 км делится р. Искут на две примерно равные части. Оледенение этих частей различно. В южной части, между реками Унук и Искут, много независимых ледников средних размеров, часто соприкасающихся фирновыми бассейнами. Здесь всего 4 ледника длиной более 8 км и площадью до 20 км^2 каждый. Этот район интересен своей недавней вулканической активностью — в толще некоторых ледников встречаются прослои вулканического пепла.

К северу от р. Искут и к востоку и югу от р. Стикин оледенение более значительно. Здесь много пиков выше 2200 м. Распространены как фирново-ледяные поля с выводными ледниками, так и независимые долинные ледники, в том числе крупные.

Обширное фирново-ледяное поле с координатами центра 56°55′ с.ш. и 131°10′ з.д. имеет площадь около 520 км^2. В центре этого поля расположен **влк. Хууду.** Его склоны полого поднимаются выше 2000 м. Из кратера, заполненного льдом, во все стороны стекают ледяные потоки: на юг и юго-восток в долину р. Искуд текут *ледники Хууду* и *Твин,* которые неоднократно подвергались воздействию потоков лавы при извержениях вулкана. Между 1909 и 1949 гг.

концы ледников отступили примерно на 1200 м. Ледники Поркупин и Чокетт в северо-западной и западной частях фирново-ледяного поля, дающие сток в р. Стикин, с конца XIX в. к середине XX в. отступили соответственно на 0,4 и 5,5 км. Отступали и другие ледники. Только один небольшой *ледник Крик* в верховьях р. Кир наступал, продвинувшись в лес.

К северу от этого фирново-ледяного поля есть несколько взаимосвязанных менее крупных фирновых полей среди пиков высотой более 2400 м, с которых спускаются долинные ледники. Крупнейший из них — *ледник Скуд* (дл. 23 км, пл. 150 км^2) в истоках одноименной реки. Еще 5 ледников длиной от 10 до 20 км и площадью от 16 до 48 км^2.

На восточных отрогах Граничного хр. встречаются разрозненные очаги оледенения вокруг наиболее высоких горных вершин. Ледяной массив площадью около 70 км^2 лежит на плоской вершине потухшего влк. Эдзиза (2785 м), с него небольшие выводные ледники спускаются до высот 1700—2000 м.

Всего на участке между р. Унук и р. Стикин 26 ледников длиннее 8 км, их общая площадь 1400 км^2. Высота концов ледников от 0 до 900 м, высота фирновой линии 1400—1500 м. В первой половине XX в. все крупные ледники отступали.

Участок Граничного хр. между реками Стикин и Таку почти на всем 250-километровом протяжении покрыт фирново-ледяными полями, за исключением сквозной долины р. Уитинг. Ледники восточных и юго-восточных склонов дают сток в реки Стикин и Таку. Ледники западных склонов — во фьорды проливов Фредерик-Зунд и Степенс-Пассаж. На этом участке поднимаются самые высокие пики Граничного хребта — г. Ратц (3137 м) и г. Катц-Нудль (3079 м). Кроме того, ряд пиков превышает 2400 м.

К л и м а т типичный морской. На западной стороне гор осадков выпадает 3000 мм и более. На восточной — 2000—3000 мм. Снеговая линия на западе проходит на высоте от 900 до 1100 м, на востоке — на высоте 1250—1500 м.

На этом участке 39 ледников длиннее 8 км, их общая площадь около 4980 км^2. С конца XIX в. по 1967 г. концы ледников отступили на расстояния от 0,9 до 6,8 км и стали тоньше. Из ледников, спускающихся на восток в долину р. Стикин, крупнейшие — *ледники Флуд, Мад* и *Грейт*.

Ледник Флуд — сложный долинный ледник, оканчивается на высоте 150 м над ур. м. в 3 км от р. Стикин. Его конец закрыт толстым плащом морены, препятствующим таянию льда. В результате отступания одного из правых притоков, оторвавшегося от главного ствола, возникло ледниково-подпрудное озеро, которое временами прорывается, вызывая наводнения на р. Стикин.

Ледник Грейт — один из наиболее известных. Впервые он изучался У. Блейком в составе Русской экспедиции в 1863 г. Тогда ледник 6-километровым фронтом оканчивался в пойме р. Стикин. По индейским легендам, лет 500 назад ледник Грейт образовывал мост через р. Стикин, что подтвердилось геолого-геоморфологическими исследованиями. Во второй половине XIX и начале XX в. ледник наступал, но к 1930 г. он отступил до положения 1863 г. Между 1948 и 1964 гг. лоб ледника отступил еще на 2 км, и у его края образовались озера.

Ледник Ле-Конте (дл. 37 км, пл. 465 км^2) — самый южный приливо-отливный ледник в северном полушарии (56°50′ с. ш.). Конец его очень крутой и продуцирует много айсбергов, препятствующих плаванию судов. Между 1893 и 1963 гг. конец ледника отступил на 3,8 км, а поверхность ледникового языка в нижней части понизилась на 375 м и стала значительно круче. С 1963 по 1969 г. заметных изменений в положении конца и уровне поверхности не произошло. *Ледник Паттерсон* (дл. 23 км, пл. 104 км^2) в 1891 г. наступал, выворачивая 500-летние деревья, росшие у его фронта. Но затем началось отступание, составившее между 1890 и 1968 гг. около 2,1 км. Между ледником Паттерсон и отчленившимся от него притоком образовалось озеро, которое после 1920-х годов ежегодно прорывается.

Ледник Дэвис (дл. 41 км, пл. 770 км^2) имеет один из самых длинных рядов наблюдений на Аляске. Положение его конца было зафиксировано 6 раз с

1889 по 1967 г. За 78 лет он отступил на 6,8 км. В отдельные годы отступание достигало 500—600 м в год. Это, по-видимому, связано с тем, что ледник оканчивается во фьорде и может терять массу не только за счет таяния, но и за счет откола айсбергов.

Ледники Сойер и *Южный Сойер* дренируют главное фирновое поле этой части Граничного хребта и оканчиваются ледяными обрывами, продуцирующими айсберги во фьорд Трейси-Арм. В течение 200 лет, примерно до 1880 г., эти ледники соединялись. Затем они разделились, и ледник Южный Сойер с 1889 по 1967 г. отступил на 3,5 км. Колебания ледника Сойер были более сложными. Между 1889 и 1958 гг. он неоднократно отступал и наступал, но в целом отступания конца были больше наступаний.

Между реками Уитинг и Таку расположено обширное поле слившихся фирновых бассейнов многих ледников, расходящихся в разных направлениях. Крупнейший из них— *ледник Райт* (дл. 33 км, пл. 148 км^2), стекающий между пиками Фремонт-Морзе (2052 м) и Огден (2282 м) на северо-запад, в долину р. Таку. С конца прошлого века до 1967 г. ледник отступил на 3,2 км, а его поверхность понизилась на 270—300 м.

Много ледников рассеяно в горах, в истоках р. Уитинг и левых притоков р. Таку, но крупных ледников среди них немного. Преобладают небольшие долинные, каровые и висячие ледники. Между заливами Порт-Снеттишем и Таку много мелких ледников.

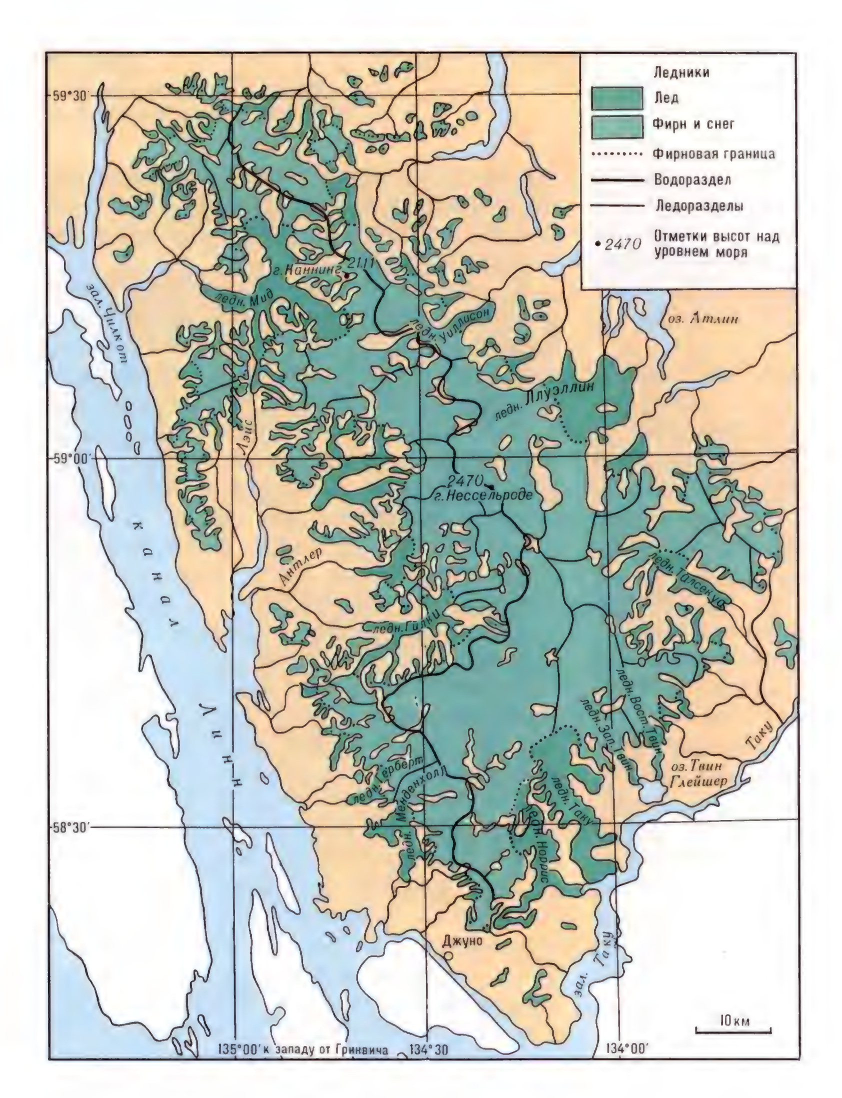
Участок Граничного хр. между р. Таку и перевалом Уайт-Пасс почти на всем протяжении занят фирновыми полями и спускающимися с них ледниковыми языками, разделенными горными вершинами и гребнями. Высшими точками являются: г. Девилс-По (2617 м), г. Нессельроде (2480 м) и г. Багот (2180 м). Все крупные ледники берут начало из фирнового поля, расположенного вдоль главного водораздельного гребня. Здесь 30 ледников длиннее 8 км, их общая площадь около 3000 км^2. Высота концов ледников от 0 до 1000 м, фирновой линии от 1000 до 1250 м. С конца XIX в. до 1968 г. концы ледников отступили на расстояния от 400 до 5630 м. В настоящее время только один *ледник Таку* доходит до приливо-отливной зоны, но и он отделен от нее фронтальной мореной и намытой отмелью.

В южной части рассматриваемого участка лежит ледяное *поле Джуно* площадью 1820 км^2. Это сложный ледниковый комплекс, состоящий из обширного фирнового бассейна и спускающихся с него более десятка крупных сложных долинных ледников и большого числа ледников меньших размеров и более простых морфологических типов. Ледяное поле Джуно относится к оледенению горно-покровного типа, при котором морфология поверхности и движение льда определяются главным образом подледной топографией.

Самый крупный в комплексе ледяного поля Джуно — *ледник Таку* (дл. 53 км, пл. 596 км^2). «Чтобы увидеть этот ледник, стоит поехать на Аляску», — писал о нем Мьюир [*Muir*. 1893. С. 293]. До 1930-х годов ледник имел эффектный ледяной фронт, спускавшийся в воды залива Таку, и к нему регулярно курсировали пароходы с туристами. В начале 40-х годов конец ледника отступил, перестал быть приливо-отливным и потерял свой эффектный вид. Залив сузился и обмелел за счет ледниковых наносов. Затем началось быстрое наступание ледника, составившее к 1968 г. 6,2 км. Но конец ледника оставался на суше, так как залив быстро заполнялся наносами [*Miller*. 1963].

Соседние *ледники Восточный* и *Западный Твин* в 1920-х годах сливались концами и полностью заполняли депрессию, которую сейчас занимает оз. Твин-Глейшер диаметром около 4 км и глубиной до 136 м. Разделившись, ледники продолжали отступать, сбрасывая в озеро айсберги. К середине XX в. отступание западной ветви составило 5,2 км, восточной — 4 км. Позднее ледники продолжали медленно отступать.

Ледник Тулсекво в первую декаду XX в. продвинулся на 1,5 км, а затем медленно отступал до конца 1960-х годов. В боковой долине в результате отступания притока образовалось подпрудное озеро, которое ежегодно прорывалось, вызывая наводнения в нижней части долины. В 1910 г. максимальная глу-



Ледяное поле Джуно.
Составила
Н. М. Зверкова

бина озера была 195 м, а к 1958 г. она снизилась до 73 м из-за уменьшения толщины подпруживающей озеро части ледника.

Ледник Норрис в первой декаде XX в. наступал, но к 1968 г. отступил на 0,9 км, и поверхность ледника на протяжении 2 км от конца понизилась более чем на 100 м.

Ледник Менденхол благодаря легкой доступности посещается тысячами туристов и изучается со второй половины прошлого столетия. В первой половине XX в. он непрерывно отступал, а у его конца образовалось озеро, размеры которого увеличивались. Отступали также *ледники Гилкей, Герберт* и др. Всего из 12 крупных ледников ледникового комплекса Джуно с начала XX в. 10 ледников отступали и 2 наступали.

К северу от ледяного поля Джуно оледенение сетчатое: от покрытого фирном гребня хребта и его отрогов в разных направлениях расходятся сложные долинные ледники, разделенные скалистыми вершинами и гребнями. Притоки одних ледников соединяются с притоками других, а нередко и перетекают из одного бассейна в другой. Самый крупный дендритовый ледник в этом районе — *ледник Мид* (дл. 37 км, пл. 100 км^2) — главный исток р. Катцехин. К 1969 г. конец ледника отступил на 1,2 км от максимума конца XIX в., несколько прежних притоков обособились от главного ствола и освободившиеся пространства заняли подпрудные озера. Тенденция к отступанию в XX в. характерна и для других ледников, дренирующих западные склоны Граничного хр. на этом участке.

На восток-северо-восток спускается крупный *ледник Левеллин,* принадлежащий бассейну р. Юкон. На северо-запа-

Долинные ледники в северной части Берегового хребта



де, в бассейне р. Скагвей, расположено несколько небольших долинных ледников. С конца прошлого столетия они отступают.

Северная оконечность Граничного хр. достигает высоты 2000—2300 м. Самые крупные ледники образуют комплекс со слившимися фирновыми бассейнами. Они дают сток на юг — в реки Тайя, Фереби и Чилкат и на север — в реки Тахини и Кусана. Самый крупный из них — *ледник Чилкат* (дл. 23 км, пл. 107 км^2). Снеговая линия на южном склоне лежит ниже, чем на северном (соответственно 1000 и 1500 м). Количество осадков уменьшается в том же направлении от 2000 до 1000—1500 мм в год, что связано с увеличением континентальности климата при удалении от океана. Большинство ледников отступает. Так, ледник Чилкат отступил от максимума XIX в. на 2,5 км, а его конец стал тоньше.

Всего на этом участке 9 ледников длиннее 8 км, их общая площадь около 290 км^2.

На **о. Куприянова** несколько маленьких ледников на пиках Шерма (1190 м) и Шеридан (1100 м) и один ледник на пике Де Лонг (1130 м). На **о. Адмиралтейства** известно три маленьких ледника на северных склонах горных массивов с высотами от 1000 до 1200 м.

[*Miller*. 1964; *Field*. 1975b].

ГОРЫ СВ. ИЛЬИ

Горы Св. Ильи и их западное продолжение — горы Чугач гигантской дугой окаймляют залив Аляска Тихого океана. Здесь поднимаются 3 из 6 самых высоких вершин Северо-Американского континента: г. Логан (6050 м), г. Св. Ильи (5489 м), г. Лукейния (5226 м). Началом гор Св. Ильи считают хребет на о. Баранова, откуда горная цепь протягивается на север, северо-запад и запад до соединения с горами Чугач и Врангель. Общая длина гор Св. Ильи 750 км при ширине до 180 км.

В горах Св. Ильи расположен один из самых обширных массивов фирново-ледяных полей и ледников за пределами полярных областей. В мощном горно-покровном ледниковом комплексе гор Св. Ильи десятки сложных дендритовых и долинных ледников, многие из которых входят в число крупнейших в мире (Прилож. № 6, табл. 3). Площадь оледенения гор Св. Ильи на территории Аляски 11 800 км^2 [*Post, Meier*. 1980], на территории Канады примерно вдвое больше.

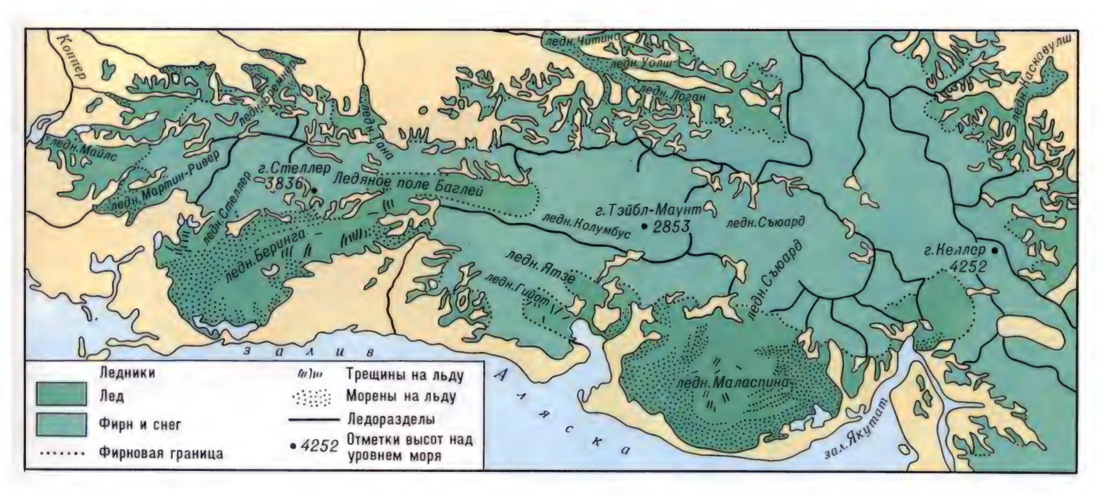
На южном склоне гор Св. Ильи и Чугач, обращенном к заливу Аляска, климат морской с очень многоснежной зимой и прохладным летом. Во внутренних частях гор, и особенно на их северной и северо-восточной стороне, климат становится более континентальным. Осадков на побережье и южных склонах гор выпадает 3000 мм, местами до 5000 мм, во внутренних районах — 2000—3000 мм, на континентальном склоне — 1000—2000 мм в год. Снеговая линия меняет свое положение от 800—1000 м над ур. м. на южной стороне гор до 1500 м во внутренних районах и до 2300 м на северо-восточном склоне Ледяного хр. В связи с этим оледенение на южной стороне гор более мощное, чем на северной и северо-восточной.

На **о. Баранова** мелкие каровые и висячие ледники рассеяны на высотах 1200 и более метров на протяжении 100 км вдоль длинной оси острова. Большинство ледников сосредоточено в горном массиве к востоку от города Ситка, где находится высшая точка острова — 1643 м. Здесь насчитывается несколько десятков карово-долинных, каровых и небольших долинных ледников. Самый большой из них, длиной 3,2 км, спускается до высоты 425 м над ур. м. На **о. Чичагова** единственный ледник расположен на северо-восточном склоне массива высотой 1160 м. Язык ледника спускается до 375 м над ур. м.

В бассейне залива Линн-Канал ледники стекают на северо-восток и восток с хребтов Алсек и Чилкит с высот от 2000 до 2500 м, питая реки Клехини, Тзирку и Тахини. Это — *ледники Джарвис, Тзирку, Баундари, Тахини, Берта, Гаррисон, Дэвидсон.* Крупнейшие из них, Тзирку и Дэвидсон, имеют длину 22 и 20 км соответственно. Последний — и самый большой по площади (115 км^2). Он более доступный и чаще других посещался исследователями и туристами. Ледник Дэвидсон берет начало с фирнового поля на высотах 1500—1600 м, общего с ледником Кэйсмент, который спускается в противоположную сторону во фьорд Мьюр залива Глейшер. Выпуклый лоб ледника Дэвидсон оканчивается у заросшей лесом морены. Его ширина до 2,5 км. В середине XVIII в. ледник надвигался на лес, ломая 200-летние деревья. С тех пор он отступает. К 1967 г. конец ледника потерял более половины объема, отступил на 1,5 км, а между мореной и концом языка образовалось озеро. Другие ледники этого района также отступали.

Большой известностью пользуются ледники бассейна залива Глейшер-Бэй. Этот залив протяженностью более 100 км врезается с юго-востока несколькими ответвлениями между горами Алсек, Чилкат-Баранов и хр. Фэруэтер в юго-восточной части гор Св. Ильи. Крупнейшие фьорды залива: Мьюр, Ренду, Тарр, Джонс Гопкинс. Каждый из них имеет в истоках свой главный ледник, как и менее крупные фьорды залива Глейшер-Бэй.

Район залива Глейшер-Бэй отличается редким в средних широтах сочетанием живописных фьордов, ледников, горных пиков и лесов, подступающих вплотную к ледниковым языкам, с концов которых с грохотом обрушиваются гигантские глыбы льда, расплывающиеся по всей акватории залива в виде айсбергов.



Оледенение гор Св. Ильи и хребта Чугач. Составила А. М. Дьякова

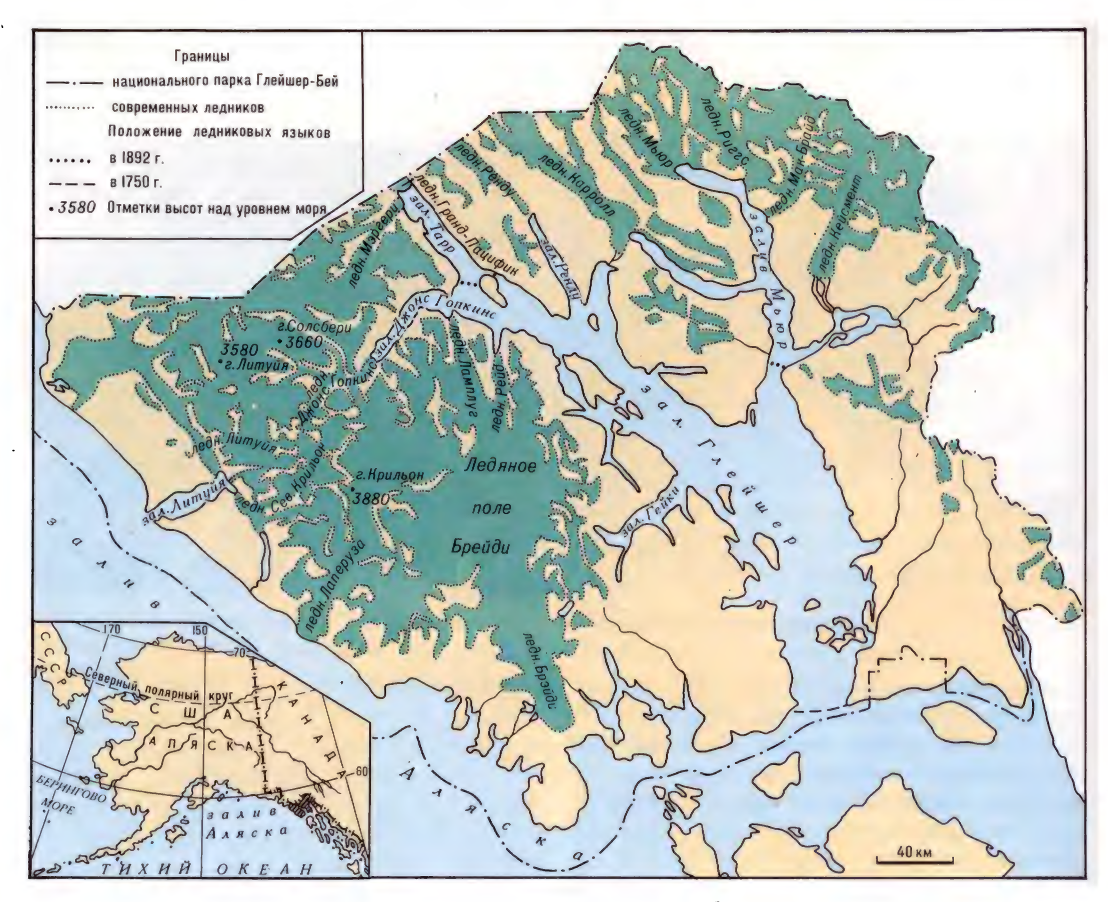
Район этот легко доступен с моря и издавна посещается исследователями и туристами. В конце прошлого столетия тысячи людей приезжали посмотреть на ледники, но после землетрясения 1899 г. вход в залив Мьюр был загроможден айсбергами, затруднявшими доступ к ледникам. С 1925 г. залив Глейшер-Бэй был объявлен национальным парком Глейшер-Бэй. В 1950-е годы суда снова начали посещать залив Мьюр, удлинившийся к тому времени на 25 км из-за отступания ледника Мьюр. Начиная с 1960-х годов залив Глейшер-Бэй стал крупным центром туризма.

К л и м а т района залива Глейшер-Бэй мягкий, морской, с многоснежными зимами. Осадков выпадает 2000—3000 мм, местами больше. Фирновая линия на ледниках разной экспозиции и разной удаленности от берега проходит на высотах от 800 до 1200 м.

Большинство ледников бассейна залива Глейшер-Бэй берет начало из фирновых полей, общих с ледниками других склонов. Некоторые ледники-притоки перетекают из одного бассейна в другой, а языки ледников нередко разделяются на несколько потоков, дающих сток в разные реки или фьорды. В целом оледенение этой части гор Св. Ильи можно охарактеризовать как сетчатое. Ледниковые языки, а в значительной мере и фирновые бассейны занимают межгорные понижения и долины, над которыми поднимаются многочисленные пики и гребни высотой от 2000 до 4000 м, часто лишенные снега и льда из-за большой крутизны. Только главное фирновое поле, питающее крупнейшие ледники Мьюр, Кэрролл и Ренду, отличается большей монолитностью. Оно лежит на высотах от 900 до 1500 м.

Большой интерес представляет история колебаний размеров ледников во фьордах залива Глейшер-Бэй за последние 100 лет.

Ледник Мьюр в настоящее время оканчивается в вершине одноименного фьорда. Между 1886 и 1968 гг. язык ледника отступил на 33 км, потеряв более половины своей длины. Средняя толщина стаявшей части ледникового языка составила 860 м. Ниже теперешнего конца ледника Мьюр осталась масса мертвого льда площадью около 1 км^2, которая постепенно тает. В ходе этого отступания его большие прежние притоки — *ледники Кэйсмент, Мак Брайд* и *Риггс* — стали независимыми. Ледник Кэйсмент обособился от ледника Мьюр в 1911 г. и затем отступал со скоростью 48 м в год. Ледник Мак-Брайд отчленился в 1946 г. Он оставил реликтовую массу льда, которая к 1965 г. исчезла. Ежегодно стаивал слой льда толщиной 4—5 м. Это средняя скорость абляции в данном районе на высоте 150 м над ур. м. Ледник Риггс стал независимым в 1961 г. Лишились питания также соседние *ледники Адамс* и *Уочузет*. *Ледник Плато,* отделившийся от ледника



Ледники залива Глейшер-Бэй и их колебания с 1750 г. Составила Г. Б. Осипова

Мьюр в 1913—1916 гг., отступил с тех пор на 15 км. Многие висячие ледники или обособились, или полностью исчезли. Ледник Кэрролл перестал быть приливо-отливным и на конце стал тоньше на 100—120 м. Причиной такого быстрого отступания ледников системы залива Мьюр с конца прошлого столетия является, по-видимому, изменение климата, вызвавшее повышение фирновой линии примерно на 300 м, что почти вдвое сократило область питания ледников, лежащую на небольших высотах и имеющую сравнительно плоскую поверхность. В таких условиях даже небольшое изменение высоты фирновой линии может сильно изменить соотношение областей питания и абляции ледников.

Ледник Гранд-Пацифик спускается в залив Тарр, которого в 1899 г. еще не было — всю его долину занимал язык этого ледника. К 1912 г. ледник отступил на 16 км, но уже в следующем году продвинулся на 1,2 км. Затем снова началось медленное отступание, и конец ледника «ушел» с территории Аляски в Британскую Колумбию, удалившись от границы примерно на 1 км, но в 1930 г. он вновь пересек границу. Таких колебаний было несколько, и ледник оканчивался то в глубокой воде фьорда, то на отмели. Причиной таких колебаний считают наличие в бассейне ледника Гранд-Пацифик нескольких пульсирующих ледников, а также мощный оползень, который в результате землетрясения покрыл большую площадь на главном притоке ледника Гранд-Пацифик — леднике Фэррис, вызвав замедление поверхностной абляции.

Ледник Мэргери отделился от ледника Гранд-Пацифик в 1911 г. и остановился на краю залива Тарр. Многие годы положение конца этого ледника не меняется, что связано, вероятно, с тем, что его истоки расположены в высоких горах и повышение уровня снеговой линии в первой половине нашего столетия существенно не затронуло его область питания.

Ледник Джонс Гопкинс начинается

многочисленными истоками с горных вершин Крильон (3880 м), Литуйя (3580 м), Сэйлисбури (3350 м) и спускается в одноименный фьорд, который до конца прошлого века был занят ледником полностью. К 1926 г. конец ледника отступил на 12 км. После 1929 г. отступание сменилось наступанием, и к 1970 г. ледник продвинулся почти на 2 км, заполнив вершину фьорда, где глубина до подвижки составляла 270 м. Наступание ледника связывается с положительным балансом массы из-за увеличения осадков в горах. В бассейне фьорда Джонс Гопкинс есть несколько пульсирующих ледников.

В целом в бассейне залива Глейшер-Бэй те ледники, области питания которых находятся невысоко и имеют плоский рельеф, даже при небольшом повышении фирновой линии проявляют тенденцию к быстрому отступанию из-за значительного сокращения площади области питания. Наоборот, на ледники с высоко расположенными областями питания с пересеченным рельефом такое изменение высоты фирновой границы существенного влияния не оказывает, и они остаются более стабильными. Быстрее отступают также те ледники, чьи концы спускаются во фьорды и расходуют лед не только за счет таяния, но и путем откола айсбергов [*Field*. 1979].

С западного склона хр. Фэруэтер к побережью залива Аляска стекают крупные *ледники: Фингер, Лаперуза, Северный* и *Южный Крильон, Литуйя, Фэруэтер, Сеа-Оттер* и *Гранд-Плато*. Отличительной особенностью этого района является наличие гигантского сброса, который протягивается вдоль всего западного склона хр. Фэруэтер, пересекает долину р. Алсек и продолжается к заливу Якутат. К этому сбросу приурочен глубокий ров, в котором оканчиваются три из названных ледников, а четыре других пересекают его. Во время землетрясения 1956 г. горизонтальные смещения по линии сброса достигали 6—7 м, вертикальные — 2,5—3,5 м. Землетрясение вызвало крупные оползни и гигантские волны во фьордах.

Ледник Лаперуза (дл. 26 км, пл. 76 км^2) — единственный на Аляске, который спускается непосредственно в открытый океан. Для него характерны периодические подвижки: конец ледника то продвигается и продуцирует айсберги, то отступает и окружается отмелью. Эффектная подвижка была зафиксирована в 1966 г., когда вся нижняя часть ледника покрылась сплошной сетью трещин, а вздувшийся конец продвинулся в океан.

Залив Литуйя известен уникально высокими волнами, следы которых прослеживаются на его залесенных склонах. Всплески волн достигали высоты от 24 до 180 м, и таких волн известно 5 (в 1853, 1874, 1899, 1936 и 1958 гг.). Удалось установить причину только волны 9 июля 1958 г., возникшей от обрушения в залив огромной массы горных пород со склона в результате землетрясения. Гигантская волна сорвала лес на противоположном склоне залива до высоты 180 м и «обмыла» конец ледника Литуйя. Толщина отложившейся на дне залива породы составила в среднем 33 м, а ее общий объем — около 470 млн м^3 [*Jordan*. 1962].

Ледники Северный и *Южный Крильон* текут в отдельных долинах и соединяются лишь близ конца, который спускается в залив Литуйя. С 1926 по 1966 г. этот конец продвинулся примерно на 0,5 км. Волна 1958 г. не внесла существенных изменений в режим ледника. На соседнем леднике Каскад с нижних 100 м ледникового языка волной было смыто много поверхностной морены, что усилило таяние льда и вызвало небольшое отступание ледника в последующие годы.

Ледник Литуйя (дл. 19 км, пл. 75 км^2) с 1894 по 1958 г. продвинулся на 915 м. Во время землетрясения 9 июля 1958 г. от фронта ледника откололся блок до 400 м шириной, оставив высокий вертикальный обрыв. По заливу плавали крупные глыбы льда, насыщенного мореной. К 1966 г. конец ледника вернулся к положению, которое он занимал до землетрясения.

Ледник Фэруэтер начинается с высоких фирновых бассейнов на г. Фэруэтер (4663 м) и близлежащих вершинах, а оканчивается близ береговой линии залива Аляска, от которого отделен озером, подпруженным конечной мореной. Размеры озера увеличиваются по мере отступания ледника. В результате земле-



Долинные ледники на хребте Фэруэтер. Хорошо видны огивы

трясения 1964 г. в бассейне ледника сошел огромный оползень длиной около 10,5 км, закрывший значительную часть его площади и уменьшивший таяние льда.

Ледник Гранд-Плато стекает с высоких фирновых бассейнов хр. Фэруэтер и его отрогов. Конец ледника лежит в озере, отделенном от океана моренным валом; ледник отступает, и озеро увеличивается.

Много больших ледников расположено в бассейне р. Алсек. Река Алсек — одна из крупнейших рек, начинающихся к востоку от хребтов Тихоокеанской горной системы и пересекающих их в глубоких долинах, прежде чем достичь побережья Тихого океана. В отличие от других рек, пересекающих горы в широких и давно используемых для транспорта долинах, р. Алсек бурная, изобилует узкими ущельями, концы крупных ледников подходят вплотную к реке и нередко перегораживают ее ледяными плотинами, а прорывы подпрудных озер вызывают разрушительные наводнения. В связи с этим ледники бассейна р. Алсек редко посещаются и изучены слабо.

Ледники левобережья р. Алсек дренируют северо-западные склоны тех же хребтов, что и ледники противоположного направления, дающие сток в залив Глейшер-Бэй и в залив Аляска к югу от устья р. Алсек. Крупнейшие здесь ледники — Алсек и Мельберн.

Ледник Алсек берет начало с общих с ледниками Гранд-Пацифик, Гранд-Плато и Мелберн фирновых полей на высотах 1200—1800 м. В 1906 г. конец ледника был берегом р. Алсек на протяжении 6 км, возвышаясь над рекой 50-метровым ледяным обрывом, с которого время от времени с грохотом обрушивались большие глыбы льда. К 1948 г. конец ледника отступил на 1,5—2,5 км от реки, и на освободившемся месте образовалось озеро длиной 8,5 км, шириной 1,3 км. Между 1948 и 1970 гг. ледник отступил еще на 3 км и понизился на 75 м, а площадь озера удвоилась. В озеро обламывались айсберги высотой с дом [*Теro.* 1970].

Ледник Мелберн течет на северо-запад и в верховьях соединяется с ледником Гранд-Пацифик. Конец ледника за первую половину XX в. отступил более чем на 5 км и омертвел. Поверхность понизилась на 300 м.

Ледник Тикке в бассейне ледника Мелберн интересен своими подвижками, которые происходили в 1946 и в 1963—1966 гг. с продвижениями конца на несколько сот метров.

Ледник Надахини — это маленький ледник длиной всего около 3 км, но он — единственный в этом районе, который был несколько раз снят стереофотограмметрически с интервалом в 2 года. Баланс ледника за 1964—1968 гг. был резко отрицательным −390 г/см^2 в год.

В центральной части гор Св. Ильи (59—61° с. ш., 138—142° з. д.), к западу

от р. Алсек, расположен наиболее мощный узел оледенения всей Тихоокеанской горной системы с обширным горно-покровным ледниковым комплексом, с которого во всех направлениях спускаются огромные выводные ледники. 10 ледников имеют длину более 50 км, в том числе 2 ледника длиннее 100 км каждый. Ледники занимают обширные депрессии и долины между горными гребнями и вершинами. На Ледяном хр. и в горах Сколаи поднимаются вершины Альверстон (4438 м), Хаббард (4557 м), Ванкувер (4785 м), Кеннеди (4238 м), Уолш (4500 м), Лукейния, Логан, а на юге — г. Св. Ильи и г. Кука (4194 м). В юго-восточной части гор Св. Ильи расположен хр. Брабазон с вершинами Дуф (2185 м), Вад (2426 м) и Герберт (1956 м).

Бóльшая часть площади фирновых бассейнов ледников лежит на высотах от 2700 до 3000 м. Высота фирновой линии увеличивается от 500—1000 м на хр. Брабазон, расположенном близ залива Аляска, до 1500—1800 м в центре ледникового комплекса и до 2000—2200 м в горах Сколаи и в северо-западной части Ледяного хр.

Концы крупных ледников на северо-восточной стороне ледникового комплекса спускаются до 250—850 м, на южной стороне — до нескольких десятков метров над уровнем моря, а два из них — Хаббард и Тэрнер — достигают уровня моря и продуцируют айсберги в залив Якутат.

В 1960-х годах на г. Логан на высоте 5360 м была создана высокогорная станция. Было установлено, что условия снегонакопления и температурное состояние снежно-фирновой толщи на этой высоте близки к полярным. Ниже, в области аккумуляции ледника Каскавуиш, температурное состояние снежно-фирновой толщи близко к субполярному типу, а аккумуляция снега составляет 200 г/см^2 в год [*Marcus, Ragle*. 1970].

Ледник Каскавуиш — самый большой дендритовый ледник на северо-восточном склоне Ледяного хр., его длина 75 км. Оканчивается ледник на высоте 975 м и дает сток одновременно в бассейны рек Алсек и Юкон (р. Слимс — оз. Клуэйн). Толщина ледника в верховьях около 800 м, а ниже фирновой линии, при слиянии двух главных его истоков, — около 1000 м. Ложе ледника здесь, в 40 км от конца, лежит ниже, чем его поверхность на самом конце. Максимальная скорость движения льда в верховьях ледника 170 м/год без заметных сезонных колебаний. В течение нескольких последних десятилетий ледник отступает.

Ледники Дусти (дл. 54 км) и *Ловель* (дл. 73 км) образуют сдвоенную ледниковую систему в юго-восточной части Ледяного хр. Ледник Ловель начинается из высокогорной области питания в районе пиков Альверстон и Кеннеди, имеет много притоков и течет на северо-восток до встречи с ледниками Северный Ловель и Дусти. Затем языки ледников Ловель и Дусти расходятся и текут далее на восток в отдельных долинах, разделенных высоким горным отрогом. Ледник Дусти оканчивается на высоте 840 м и служит истоком одноименной реки. Летом 1965 г. крупная подвижка, захватившая весь ледниковый язык, привела к его растрескиванию, продвижению конца и образованию большой морены напора. К 1966 г. продвижение конца прекратилось. Ледник Ловель во второй половине XIX в. перегораживал р. Алсек, и за высокой ледяной плотиной было огромное озеро длиной до 90 км. При последующем отступании ледника озеро было спущено, что вызвало наводнение в низовьях реки. В 1948—1950 гг. ледник вновь наступал, хотя другие ледники в этом районе отступали. Этот ледник активизировался и наступал также в 1968—1970 гг. Элементы его поверхности между АФС 1954 г. и КС 1973 г. сместились в разных частях ледникового языка на расстояние от 3,5 до 4,5 км, а конец ледника вплотную приблизился к реке.

Ледник Фишер (дл. 45 км) не доходит до р. Алсек и в настоящее время отступает, что, по-видимому, связано с низким положением его области питания, бóльшая часть которой лежит близ уровня фирновой линии, а доля питания с высоких пиков незначительна.

Ледник Твидсмюр — один из крупнейших в районе. Его длина более 65 км, ширина близ конца 4,5 км. Ледник начинается в горах близ пиков Аглесворт



Ледники бассейна реки Алсек (Ловелль, Твиндсмюр и др.). Снимок с ИСЗ «Ландсат»

(2838 м) и Артур (2673 м). Высота фирновой линии 900—1100 м, конец языка спускается в долину р. Алсек выпуклым фронтом протяженностью около 13 км, из которых половина контактирует с рекой и частично блокирует ее, образуя узкое ущелье, непроходимое для судов. В прошлом подвижки этого ледника приводили к полному перекрытию реки ледяной запрудой, выше которой образовывалось озеро длиной до 20 км. Его прорывы вызывали разрушительные наводнения. В 1973 г. КС зафиксирована новая подвижка этого ледника. Конец ледникового языка продвигался со скоростью до 10 м/сут. В средней части ледникового языка вниз по течению «катилась» ударная волна со скоростью до 88 м/сут., вызывая повышение поверхности, увеличение трещиноватости и деформацию срединных морен [*Post et al.* 1976].

Хр. Брабазон, расположенный в юго-восточной части района, дренируется крупными *ледниками Фэрн-Ритхи, Батлер* и *Нунатак,* принадлежащими к бассейну р. Алсек, и *ледниками Чемберлин-Родман* и *Якутат,* спускающимися на прибрежную равнину Берега Якутат. Высота пиков хр. Брабазон 2000—2400 м, а основные части фирновых бассейнов ледников редко поднимаются выше 1000—1500 м. Высота фирновой линии колеблется от 500—600 до 1000—1200 м. С конца XIX в. ледники отступают, у их концов на освободившихся ото льда участках образуются озера, притоки теряют связь с главными стволами ледников. Так, у конца ледника Якутат в 1895 г. озера еще не было, в 1906 г. оно имело ширину от 750 до 1750 м, а к 1960 г. его размеры увеличились до 8,4 × 11,5 км. Общее отступание конца ледника Якутат с 1906 по 1966 г. составило 11 км, а понижение поверхности сохранившейся части ледникового языка — несколько десятков метров.

Ледник Хидден (дл. 19 км, пл. 68 км^2) в 1906 г. отступал, но затем за несколько месяцев продвинулся на 2300 м со средней скоростью 9—15 м/сут. Толщина конца ледника увеличилась на 335 м. За следующие 53 года конец ледника отступил на 3650 м, стал тоньше на 490 м, и эффект подвижки был полностью сведен на нет. В течение последующих 15 лет ледник продолжал отступать с той же скоростью, а два больших его притока стали независимыми.

Ледник Варьегейтид — один из наибо-





Пульсирующий ледник Вэригейтид:
слева — до подвижки, справа — после подвижки

лее изученных пульсирующих ледников Аляски. Это долинный ледник длиной 21 км в бассейне Руссель-Фьорда, спускающийся на запад с высоты 1950 м почти до уровня моря с однообразным уклоном около 5°. Средняя ширина ледника около 1 км, средняя толщина 270 м, максимальная — 400 м. Подвижки этого ледника происходили в 1905—1906 гг., около 1926 г., незадолго до 1948 г. и в 1964—1965 гг. При последней подвижке конец ледника продвинулся на 3 км за 10 месяцев, а смещение льда в нижней части ледникового языка составило 6 км. Поверхность ледника в нижней части повысилась, а в верховьях понизилась. Скорость движения льда составляла в среднем 20—22 м/сут. В 1973—1982 гг. нижняя часть ледника интенсивно разрушалась, а в его верхней части происходило утолщение льда, что привело к увеличению уклона поверхности и ускорению движения льда, завершившимся очередной подвижкой ледника. Эта подвижка закончилась в июле 1983 г. Ледник Варьегейтид — теплый ледник, вся толща слагающего его льда имеет температуру, близкую или равную температуре таяния льда под давлением [*Биндшадлер и др.* 1978; *Kamb et al.* 1985].

Ледник Хаббард — самый крупный приливо-отливный ледник Аляскинского побережья. Он начинается в центральной части Ледяного хр. и получает питание с высоких фирновых полей в горах Св. Ильи. Высота этих фирновых полей 1200—2500 м. Над ними поднимаются пик Логан и многие другие пики, превышающие 4500 м. Язык ледника спускается в верховья залива Якутат, оканчиваясь выпуклым 8-километровым фронтом в глубокой воде, и от него время от времени отламываются айсберги. Общая площадь бассейна ледника



Ледник Вэригейтид
во время подвижки 1982 г.



Гора Св. Ильи и ее ледники

около 20 тыс. км^2, длина ледника 112 км, из них верхние 67 км — на территории Канады, а нижние 45 км — на юге Аляски. Средняя высота фирновой линии на этом леднике 850 м с колебаниями в разные годы на 300—400 м в ту и другую сторону. При средней высоте фирновая линия пересекает ледник в 21—23 км от конца, при самой низкой — в 9 км, при самой высокой — в 36 км. Таким образом, даже при самом высоком положении фирновой линии ледник сохраняет положительный баланс, так как питающие его фирновые бассейны лежат много выше этой границы.

С конца XIX в. ледник Хаббард наступает со средней скоростью 17—18 м в год. Это наступание могло бы быть больше, если бы ледник не терял массу путем откола айсбергов. При землетрясении 1958 г. от его конца откололось много крупных айсбергов, но это не изменило общей тенденции ледника к наступанию. В случае, если наступание ледника будет продолжаться и залив Якутат будет заполняться наносами, ледник Хаббард может перекрыть устье Руссель-Фьорда, превратив его в озеро. Предполагается, что это может произойти в первые десятилетия XXI в. [*Krimmel, Meier*. 1975].

Самый грандиозный ледниковый комплекс в Северной Америке — *Сьюард-Маласпина*. Он состоит из обширного фирново-ледяного поля верховьев ледника Сьюард, его более узкой выводной части, через которую лед, как и по нескольким другим выводным ледникам, перетекает в огромный предгорный ледник Маласпина, площадь которого больше, чем площадь всех питающих его ледников, вместе взятых.

Верховья *ледника Сьюард* занимают межгорный бассейн длиной с востока на запад около 55 км и шириной от 12 до 25 км к югу от массива пика Логан, к западу от г. Ванкувер, к северу от г. Св. Ильи и г. Кука. На 60°24′ с. ш. и 140°46′ з. д. через ледораздел высотой 2130 м он связан с ледником Колумбус, являющимся частью ледника Беринга в горах Чугач. Более 90% площади верхней части ледника Сьюард лежит в пределах высот от 1500 до 2000 м. Нижняя по течению часть ледника длиной 32 км при минимальной ширине 6 км спускается с высоты 1500 м до 600 м, а затем растекается в гигантскую лопасть предгорного ледника Маласпина.

Ледник Маласпина целиком расположен в области абляции, получая питание от ледника Сьюард и ряда других выводных ледников (*Марвин, Хэйден, Агассис, Либби*). Он занимает огромное пространство. Протяженность выпуклого фронта ледника вдоль берега залива Аляска 65 км, его ширина от берега до гор, где в него впадают выводные ледники, — 45 км. Площадь ледника Маласпина 2195 км^2. Высота поверхности изменяется от 25 м у внешнего края до 600 м в тыловой части. Средняя толщина ледника 610 м. Значительная часть ложа ледника расположена на 300 м ниже ур. м. Ледник окаймлен мощными краевыми

Ледник Маласпина. Петли срединных морен



моренами, заросшими высокоствольным лесом. По температурному состоянию это теплый ледник.

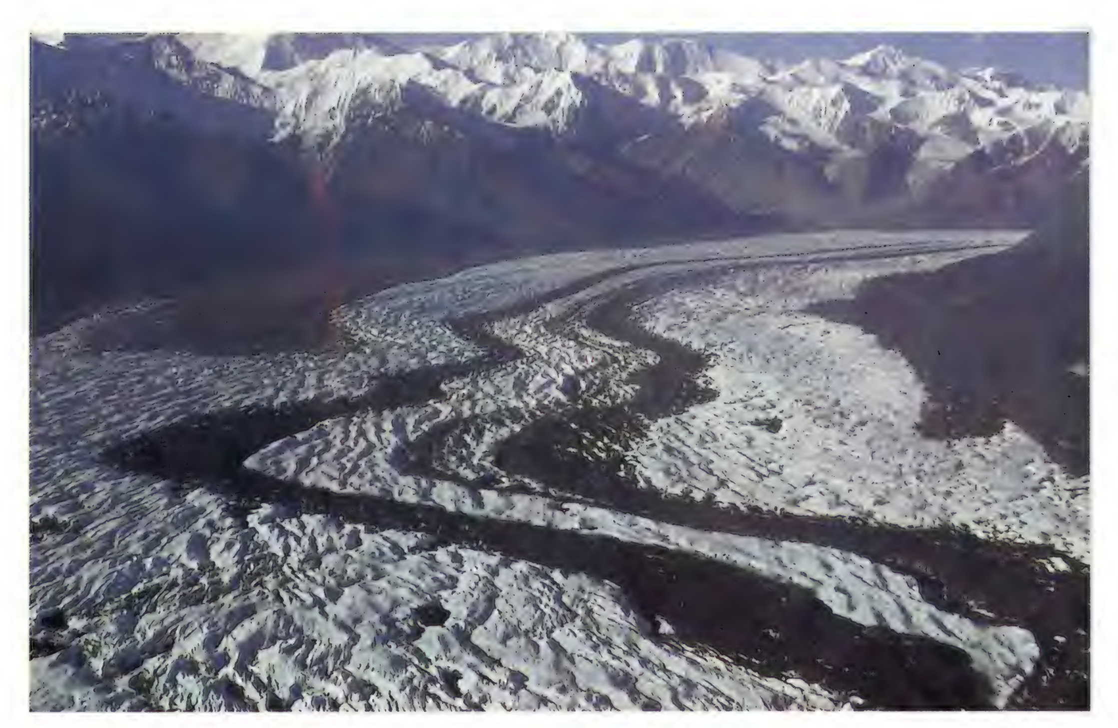
Ледниковая система Сьюард — Маласпина имеет тенденцию к сокращению. По подсчетам Шарпа [*Sharp*. 1958], между 1946 и 1950 гг. средний годовой дефицит массы льда в этой системе составил около 33 км^3. Между 1954 и 1956 гг. по деформации срединных морен и деталей поверхности нескольких потоков льда ледника Маласпина, берущих начало в пределах зоны аккумуляции и прослеживающихся в его предгорной части, были обнаружены признаки активизации. Но общая масса ледника продолжает уменьшаться, и его края отступают, оставляя приледниковые озера.

С северного склона центральной части гор Св. Ильи и с юго-западного склона северной части Ледяного хр. спускается несколько больших ледников — *Уолш, Логан, Читина, Барнард, Хавкинс,* дающих сток в р. Читина. Они образуют огромный веер связанных между собой дендритовых ледников.

Ледник Логан — крупнейший в этой группе. Снежно-фирновые поля его верховьев лежат на северных склонах гор Кинг, Логан и Макартур и на высоте 2300 м соединяются со снежно-фирновыми полями истоков ледника Хаббард, текущего в противоположном направлении. В нижнем течении ледник Логан соединяется с ледниками Уолш и Читина. Уклоны этих ледников небольшие, их языки сильно заморенены. Ледник Логан сравнительно легко проходим и служит удобным путем для восхождения на высочайшую вершину гор Св. Ильи — г. Логан. С первой декады XX в. по 1960-е годы конец ледника отступал и понижался.

Ледник Уолш (дл. 75 км, пл. 830 км^2, выс. фирновой линии 2320 м) начинается с гор Лукейния, Стил и Уолш на Ледяном хр. и сливается с ледником Логан в 16 км от конца последнего на высоте 1130 м. *Ледник Уолш* — пульсирующий. До 1960-х годов нижняя часть ледника на площади 63 км^2 была засыпана абляционной мореной и находилась в стадии застоя. В 1961 г. началась активизация средней части ледникового языка выше устья правого притока — ледника Кадорна, где смещение крупных элементов поверхности с 1961 по 1965 г. составило 7,6 км, в 15 км ниже по течению за тот же срок — более 10 км, а еще на 10 км ниже — 8,9 км. Вздувшийся конец ледника продвинулся на 7,5 км и выполз на ледник Логан. Одновременно в верховьях поверхность ледника понизилась на 150 м. Как и на других сложных пульсирующих ледниках, наблюдалось образование характерных петель срединных морен, сложных ледяных структур и необычно высокая трещиноватость ледниковой поверхности [*Post*. 1966].

Ледник Читина (дл. 88 км, шир. 2 км) начинается со склонов гор Лукейния и Стил. Главные питающие его снежно-





Пульсирующий ледник Клутлан. Фото М. Г. Гросвальда

Ледник Стил. Среднее течение. Фото М. Г. Гросвальда

фирновые поля лежат на высоте 2700 м. Конец ледника спускается до 630 м и служит наряду с ледниками Логан и Уолш истоком р. Читина. Его главный правый приток — *ледник Андерсон* (дл. 45 км, шир. 2,5 км) дренирует склоны гор Вуд и Бэр, вливаясь в ледник Читина на высоте 1190 м. В 1966 г. была подвижка этого ледника.

Классическим примером дендритового ледника является *ледник Барнард* (дл. 54 км, шир. 2,5 км), дренирующий район горных вершин Бона, Бэр, Андерсон, Титан и южные склоны гор Сколаи. Оканчивается он в долине р. Читина, в 18 км ниже конца ледника Читина. Многочисленные срединные морены его притоков и притоков этих притоков протягиваются на многие километры по главному стволу ледника, до слияния на его конце в сплошной моренный покров.

Кроме названных к бассейну р. Читина относится много ледников средних и мелких размеров, спускающихся с гор Св. Ильи и Сколаи.

Почти непрерывные снежно-фирновые поля северной части Ледяного хр. дренируются выводными ледниками притоков рек Клуэйн и Уайт-Ривер (бассейн р. Юкон).

Крупнейший из них — *ледник Клутлан* (дл. 88 км, шир. 3—4 км и до 8 км в концевой части) — собирает лед с обширных приводораздельных частей Ледяного хр. в районе вершин Университет, Бэр, Жемини и цепи вершин Крейг, Вуд и Макбрид. Он принимает 3 больших притока до 20 км длиной каждый (*Брабазон, Вуд, Несхам*) и много менее крупных. Бóльшая часть снежно-фирновых полей, питающих ледник, лежит выше 3000 м. Конец ледника спускается до 990 м. Морена у его конца сильно залесена. Вся система ледника Клутлан подвержена периодическим пульсациям, о чем свидетельствуют изогнутые морены на его главном стволе, смещение в 1961—1963 гг. элементов поверхности на леднике Несхам на 4 км, независимая подвижка в 1966 г. одного из притоков.

Ледники северного склона центральной части Ледяного хр. принадлежат бассейну р. Донджек: *ледники Спринг, Стил, Донджек, Клуэйн.* Все это пульсирующие ледники, как и многие менее крупные в этом районе.

Ледник Стил изучен лучше других. Из 300 км^2 общей площади ледника фирновый бассейн занимает 240 км^2. Площадь языка главного ствола 60 км^2, средняя ширина около 2 км. После длительного периода отступания и застоя ледник в 1965—1967 гг. резко активизировался на всем протяжении области абляции и значительной части области аккумуляции. К августу 1966 г. гребень ледниковой волны высотой более 30 м с большой скоростью прошел по нижней, ранее мертвой части ледникового языка почти на 12 км. В 1967 г. он продвинулся еще на 3 км, а в следующем году скорость продвижения упала почти на порядок. В результате подвижки на протяжении нижних 10 км поверхность ледника повысилась в среднем на 100 м, а в боковой долине р. Хазард-Крик образовалось подпрудное озеро площадью около 1 км^2. В лобовой части продвигавшегося конца ледника сформировались напорные валы и надвиги. В то же время выше устья долины Хазард-Крик на протяжении почти 26 км поверхность ледника понизилась на 50—130 м. Самые верхние части фирновой области участия в подвижке не принимали. Вначале не принимал участия в ней и главный приток ледника Стил — *ледник Ходсон.* Его конец возвышался 20-метровой стеной льда над понизившейся поверхностью главного ледника. Но уже в следующем 1968 году поверхность ледника Ходсон покрылась густой сетью трещин, а его конец продвинулся по главному стволу ледника Стил на 3 км. Предполагается, что предыдущая подвижка ледника Стил была около 100 лет назад. По температурному состоянию ледник Стил, как и другие ледники бассейна р. Донджек, относится к субполярному типу: в толще льда на глубине от 10 до 100 м температура всюду была отрицательной (от −1 до −6°) и только на самом конце в мертвом льду под мореной она была близка к 0° [*Stanley.* 1969; *Clarke, Jarvis.* 1976].

Из обширных снежно-фирновых полей северо-восточного склона Ледяного хр. стекает *ледник Донджек.* Его конец распластался широкой лопастью по пойме р. Донджек на высоте 990 м над ур. м. Ледник пульсирующий. Его подвижки происходили в 1935, 1962 и 1969 гг. В две первые конец ледника продвигался на 1 км, в последнюю — на 0,5 км. При подвижках концевая часть ледникового языка сильно деформировалась, была разбита множеством трещин, а лоб ледника представлял 30-метровый обрыв. Активный конец ледника по структурному разлому был надвинут на мертвый лед. В результате подвижки 1969 г. были отложены морены мощностью около 3 м и сильно эродированы морены предыдущих подвижек и боковые конусы выноса. Местами образовались каньоны глубиной до 40 м. Подвижки ледника приводили к подпруживанию р. Донджек, к прорывам подпрудного озера и к неоднократной перестройке гидрографической сети [*Johnson.* 1972].

Ледник Клуэйн (дл. 36 км, шир. главного ствола 2,3 км) служит истоком р. Донджек, основное питание он получает с центральной части Ледяного хр., дополнительное — с отрога, отделяющего его от ледника Каскавуиш. Ледник пульсирующий. Его подвижки приводили к образованию небольшого подпрудного озера, которое затем прорывалось.

[*Post.* 1965, 1969; *Horvath, Field.* 1969, 1975 b; *Долгушин, Осипова.* 1982]

Раздел 6

ГОРЫ ЧУГАЧ

Горы Чугач протягиваются широкой дугой, повторяющей очертания побережья залива Аляска, от гор Св. Ильи на востоке до перевала Портидж на западе, где они переходят в горы п-ова Кенай. Общая длина горной дуги около 450 км, максимальная ширина 100 км. Ледники южного склона оканчиваются или во фьордах залива Аляска, или вблизи от их верховьев. Северное подножие гор опоясывают долины рек Читина, Коппер, Тазлина, Нельчина и Матануска. Общая площадь оледенения гор Чугач — 21 600 км^2 [*Post, Meier.* 1980]. Характеристика крупнейших ледников гор Чугач дана в Прилож. № 6, табл. 4.

В горах Чугач выделяются три горные группы со значительным оледенением, разделенные свободными ото льда перевалами и долинами. Это (с востока на запад): Восточный Чугач (от г. Св. Ильи до р. Коппер), Центральный Чугач (от р. Коппер до сквозной долины р. Лове — перевал Томпсон — р. Тзина) и Западный Чугач (от перевала Томпсон до перевала Портидж).

Восточный Чугач, высшие точки которого достигают 2600—3350 м, несет на себе обширное оледенение горно-покровного типа. Общая площадь оледенения этой части горной системы 10 400 км^2. Здесь 32 ледника длиннее 8 км. Весь гребень хребта покрыт непрерывной серией связанных между собой фирновых и ледяных полей, из которых самое высокое и самое обширное — фирново-ледяное поле Баглей. Бо́льшая его часть представляет собой верховья крупнейшего в Северной Америке долинного ледника Беринга.

Фирново-ледяное поле Баглей занимает огромную межгорную долину в осевой зоне гор Чугач, вытянутую с востока на запад. В восточной части оно смыкается с верховьями ледника Сьюард, текущего на восток в пределах гор Св. Ильи. Ледораздел между ледником Сьюард и истоками ледника Беринга расположен к северо-востоку от г. Св. Ильи на высоте 2130 м. На запад от этого ледораздела в фирново-ледяное поле Баглей вливается *ледник Колумбус,* который получает также питание с фирновых полей близ г. Кинг на Территории Юкон. Фирново-ледяное поле Баглей питает не только ледник Беринга, но и *ледник Тана,* текущий на север. Ледник Тана дренирует также бо́льшую часть второй продольной долины к северу от поля Баглей, заполненной фирном и льдом. К северу, югу и западу от поля Баглей есть менее обширные, связанные между собой фирново-ледяные поля, которые служат истоками крупных долинных ледников.

Фирново-ледяное поле, расположенное к востоку от поля Баглей, питает крупные выводные *ледники Ятзе* и *Гийот,* впадающие в залив Айси-Бэй, и множество более мелких ледников. Между заливом Айси-Бэй и р. Дуктот из этого поля и связанных с ним фирновых бассейнов стекают *ледники Якатага-Вейдж, Боулдер, Коттон, Липер* и др.

К западу и северо-западу от поля Баглей серия фирновых полей, частично связанных между собой, частично независимых, питает крупные *ледники Мартин-Ривер, Майлс, Вернике, Фан, Бремнер* и др., стекающие на запад — в верховья р. Коппер, на север — в р. Бремнер и на восток — в систему ледника Тана. Изолированный комплекс небольших долинных и каровых ледников существует на Гранитном хр., на крайнем северо-западе этой части гор Чугач.

На Восточном Чугаче много озер, подпруженных ледниками Беринга, Мартин-Ривер, Майлс, Бремнер, Тана, которые представляют потенциальную угрозу катастрофических наводнений. Землетрясение 27 марта 1964 г., эпицентр которого располагался в горах Чугач, вызвало крупные оползни-лавины на многих ледниках.

Высота фирновой линии на ледниках Восточного Чугача сильно колеблется и в пространстве, и от года к году. Но в целом ее уровень закономерно повышается от побережья залива Аляска в глубь континента. У побережья на южной стороне гор средняя высота фирновой линии всюду ниже 1000 м, а во внутренних районах гор около 1500 м. Это обусловлено тем, что основным источником питания ледников служит влага, приносимая с Тихого океана господству-

ющими здесь западными и юго-западными воздушными течениями, оставляющими бо́льшую часть атмосферных осадков, особенно твердых, на южной стороне гор.

Эволюция ледников залива Айси-Бэй очень интересна. Ледники Гийот, Ятзе и Тиндаль в конце XIX в. сливались воедино и заполняли залив Айси-Бэй вплоть до его устья. В начале XX в. началось быстрое сокращение ледника, и к 1920 г. его фронт отступил на 9 км, к 1934 г. — на 20 км, а к 1965 г. — на 27 км. Средняя скорость понижения поверхности ледников за эти годы составила 8—9 м в год. В результате этого отступания в 1953 г. произошло разделение ледниковых языков Тиндаль и Гийот, а в 1963 г. обособился ледник Ятзе. Таким образом, к середине 60-х годов в заливе Айси-Бэй стало три независимых ледниковых фронта. Их отступание продолжалось и в 70-е годы, но с меньшей скоростью. На фоне общего отступания на леднике Гийот в 1948 г. была отмечена подвижка, в ходе которой идентичные элементы поверхности с 30 июня по 12 сентября смещались вниз по течению со средней скоростью 20 м/сут., в то время как конец ледника отступал [*Post, La Chapelle*. 1971]. Расположенные западнее ледники Якатага и другие, менее крупные в первой половине XX в. отступали.

Ледник Беринга — крупнейший дендритовый ледник Северной Америки. Его общая длина около 203 км, площадь 5800 км^2. Истоками ледника Беринга является фирново-ледяное поле Баглей, с которого язык длиной 50 км и шириной около 8 км выползает в предгорья, растекаясь в виде гигантской «луковицы», имеющей 43 км в поперечнике. С западного конца поля Баглей и хр. Ваксель предгорная «луковица» ледника Беринга получает дополнительное питание через ряд ледниковых потоков, крупнейший из которых — *ледник Стеллер* длиной более 25 км. Выпуклый фронт предгорной «луковицы» ледника Беринга тянется более чем на 80 км. Его окаймляет полоса моренных холмов с понижениями между ними, многие из которых заполнены озерами. С ледника Беринга берут начало несколько рек.

По съемке 1905—1906 гг. конец ледника Беринга был в положении, близком к максимуму второй половины XIX в. Около 10% протяженности фронта ледника оканчивалось в озерах, главным образом в оз. Берг у западного края предгорной «луковицы». С 1905 по 1970 г. площадь оз. Берг увеличилась с 12,2 до 28 км^2. Между этими датами были отмечены подвижки ледника Беринга и его притоков. В первой половине XX в. край ледника отступил от заросшей деревьями конечной морены на 3—5 км, но в 1957—1960 гг. отдельные элементы ледниковой поверхности сместились на 9 км, а в результате продвижения конца площадь языка увеличилась на 52,1 км^2. Между 1965 и 1966 гг. петли срединных морен на леднике сместились на 4 км, а ширина продвигавшегося участка фронта ледника была около 42 км. Конец ледника наступил на 300—1200 м, изменив течение реки, дренирующей оз. Хана. Поверхность ледника стала исключительно трещиноватой. Объем льда, включенного в эту подвижку, был в 20 раз больше, чем при какой-либо другой подвижке долинного пульсирующего ледника [*Martin*. 1908; *Post*. 1972].

Ледник Мартин-Ривер (дл. 48 км, пл. 290 км^2) расположен в следующей к северо-западу от ледника Беринга долине. Он оканчивается на высоте 30—120 м широким (11 км в поперечнике) выпуклым концом. Язык ледника сильно загрязнен мореной, а перед его концом расположен комплекс моренных холмов. С начала XX в. конец ледника отступил примерно на 1 км. При землетрясении 1964 г. на ледник сошли 3 огромных оползня общим объемом около 24 млн м^3, что вызвало замедление таяния льда.

Ледник Мак-Ферсон в бассейне р. Шип-Крик представляет интерес в связи с подпруженным им озером площадью 2,4 км^2 и максимальной глубиной 250 м, периодические прорывы которого вызывают серьезные наводнения в нижней части долины р. Шип-Крик. Так, в 1963 г. наводнение разрушило 1,5 км железной дороги. Следующее наводнение было в 1965 г.

Ледник Майлс (дл. 52 км) — крупнейший в западной части Восточного Чугача. В прошлом он перегораживал

р. Коппер, и она текла в ледяном тоннеле. Между 1880-ми и 1960-ми годами ледник отступил на 7,2 км. Нижняя часть прежнего конца ледника отделилась и омертвела. Освободившуюся ото льда часть территории заняло оз. Майлс длиной 9 км, шириной 6,5 км. Второе подпрудное оз., Ван-Клеве, образуется между главным стволом ледника и отчленившимся притоком. Прорывы этого озера вызывают наводнения.

В истоках рек Бремнер и Тана расположены крупные *ледники Фан* (дл. 34 км), *Бремнер* (дл. 44 км) и *Тана* (дл. 68 км). Все они начинаются с хребта высотой 3000—3400 м к северу от поля Баглей и тесно связаны между собой верховьями. Крупнейший из них, ледник Тана, имеет истоками как поле Баглей, так и фирново-ледяное поле Тefферис к северу от него. Нижние 5 км ледникового языка покрыты сплошным чехлом морены. После максимума XIX в. поверхность ледникового языка понизилась на 150—200 м.

Центральный Чугач простирается от долины р. Коппер до перевала Томпсон. Долиной р. Таснуна он делится на северную и южную группы гор. Северная группа гор с высотами до 2100—2280 м расположена в условиях более континентального климата, чем южная. Там ледников меньше и они небольшие; только один *ледник Клив-Крик* более 8 км длиной.

Горы южной группы выше (до 2400 м), массивнее; осадков здесь выпадает больше, фирновая линия спускается ниже: на южных склонах, обращенных к океану, — до 500—700 м, на материковых склонах — до 1000—1150 м. Соответственно и оледенение на прибрежных хребтах Центрального Чугача более мощное. Здесь 31 ледник имеет длину более 8 км, из них 8 ледников длиннее 15 км. Ледники питаются из обширных, сообщающихся между собой фирновых бассейнов, и самые крупные из них вытекают на предгорные равнины.

Ледник Уодворт спускается с хребтов южной группы гор Центрального Чугача на север, в долину р. Таснуна, до высоты 120—150 м. Конец ледника в 1898 г. обрывался ледяной стеной прямо в реку, но к 1950 г. отступил на 1400 м.



Типичный долинный ледник
в горах Центрального Чугача

Медленное отступание продолжалось и позднее. Расположенный восточнее *ледник Шван* также спускается в долину р. Таснуна. В 1938 г. ледник оканчивался в 2 км от внешней морены, фиксирующей его максимальное положение в XIX в. До 1941 г. ледник был стационарным, но между 1941 и 1950 гг. его конец стал быстро отступать со средней скоростью 40 м в год. К 1964 г. скорость отступания снизилась до 20 м в год и в последующие годы продолжала падать. Режим колебаний этого ледника в общих чертах отражает колебания большинства ледников Центрального Чугача за последние 100 лет. Во время землетрясения 1964 г. на ледник сошел огромный оползень, покрывший около 9 $км^2$ области абляции.

В восточном направлении с гор южной группы стекает *ледник Аллен,* оканчивающийся широким выпуклым лбом в долине р. Коппер на высоте 60—90 м над ур. м. Конец ледника окаймлен моренной грядой протяженностью 16 км, покрытой лесом 100-летнего возраста. К началу XX в. язык ледника отступил от морены, но у реки остался участок мерт-

вого льда протяженностью около 8 км, что осложнило прокладку железной дороги по долине р. Коппер от угольной шахты в горах Врангель к порту Кордова. После снятия в 30-х годах железной дороги была сооружена шоссейная дорога, которая периодически страдает от наводнений. С 1910 по 1957 г. ледник отступил в разных частях на 1—2 км, а его поверхность по выходе в долину р. Коппер понизилась на 100 м. В 1963—1965 гг. была отмечена активизация ледника и продвижение его конца на 600 м. Землетрясение 1964 г. вызвало падение на него трех больших оползней, но динамического отклика ледника на эти оползни не наблюдалось.

Ледник Чайлдс (дл. 19 км, пл. 100 км^2) до 1930-х годов был самым известным и посещаемым ледником Аляски. Его конец ледяной стеной обрывался прямо в р. Коппер, а около его северного края был сооружен вначале железнодорожный, а затем автомобильный мост, который во время землетрясения 1964 г. был разрушен, а затем опять восстановлен. В 1909—1910 гг. ледник быстро двигался. Между 29 июля и 6 августа 1910 г. элементы поверхности в средней части ледника смещались со скоростью от 9—12 до 40 м/сут. Конец ледника продвинулся на 550 м и не доходил до моста всего на 400 м. Но река не была перегорожена, и дорога не пострадала. После незначительного отступания с 30-х по 50-е годы в 1961 г. конец ледника вновь обрывался в реку 60-метровой стеной, от которой отламывались крупные глыбы льда. К 1971 г. в положении конца ледника заметных изменений не произошло.

К побережью залива Аляска западнее р. Коппер спускаются *ледники Шерман, Шеридан* и *Скотт*. Ледник Шерман (пл. 55 км^2) известен тем, что на его поверхность во время землетрясения 1964 г. сошел большой оползень, покрывший около $^1/_3$ области абляции ледника. Последующие исследования показали, что под оползнем таяние льда практически прекратилось, тогда как на открытой поверхности лед таял со скоростью 7—8 м в год. В результате через несколько лет материал оползня оказался лежащим на ледяном пьедестале высотой в несколько десятков метров. За счет защиты льда материалом оползня масса ледника Шерман ежегодно увеличивается на 30—60 млн м^3.

Расположенный в соседней долине *ледник Шеридан* (дл. 24 км, пл. 100 км^2) оканчивается широкой лопастью (5,6 × 8,8 км), которая окаймлена серией морен. С конца прошлого столетия до 1970-х годов ледник отступал. При этом образовались подпрудные озера, которые периодически прорываются.

Общая тенденция оледенения гор Центрального Чугача с конца XIX в. — отступание, сменяющееся кратковременными остановками или незначительными продвижениями концов ледников, часто не связанными с колебаниями климата, а обусловленными такими явлениями, как оползни или ледниковые пульсации.

В горах **Западного Чугача,** длина которых 185 км, ширина 90 км, ледники покрывают площадь около 4700 км^2. 37 ледников длиннее 8 км, из них 13 длиннее 24 км. Площади крупных ледников колеблются от 75 до 1370 км^2. Гребень хребта с вершинами Маркус-Бейкер (4016 м), Уайтерспун (3665 м) и др. на всем протяжении несет на себе обширные фирновые поля, часто связанные между собой, с которых ледники расходятся в разные стороны. Ледники северного склона дают сток в притоки рек Нельчина и Тазлина системы р. Коппер и в бассейн р. Матанускa, впадающей в залив Кука. Восточный склон дренируют реки Клутина, Тонсина и Тикел, впадающие в р. Коппер; все ледники южного склона дают сток в залив Принс-Вильям.

Фирновая линия в прибрежной части гор проходит на высоте от 900 до 1300 м, на материковом склоне — от 1000 до 1900 м. На отдельных, даже близко расположенных ледниках разница в высоте фирновой линии достигает сотен метров. От года к году высота фирновой линии меняется также очень сильно.

Описание отдельных ледников Западного Чугача дается по трем основным бассейнам: реки Коппер, залива Принс-Вильям и залива Кука.

В бассейне р. Коппер расположены крупные ледники. Первый — *ледник Нельчина* (пл. 328 км^2), истоки которого

расположены на склонах гор, поднимающихся выше 3700 м, дает начало одноименной реке на высоте 745 м над ур. м. В бассейне ледника несколько подпрудных озер, которые периодически прорываются, вызывая наводнения. Второй — *ледник Тазлина* (пл. 398 км^2), начинающийся из обширного фирнового бассейна, связанного с фирновым бассейном ледника Колумбия, текущего в противоположную сторону. Оканчивается ледник на высоте 565 м над ур. м., не доходя 2—3 км до оз. Тазлина. В 1962 г. два подпрудных озера в бассейне этого ледника прорвались одновременно, вызвав большое наводнение. Оба ледника и большинство других ледников в этом районе отступают.

В бассейне залива Принс-Вильям ледники спускаются в верховья нескольких заливов второго порядка (Порт-Валдес, Колумбия-Бэй, Унаквик и др.) и легко доступны с моря.

Ледники залива Порт-Валдес оказывают существенное влияние на хозяйственную деятельность. В прошлом они использовались как пути к труднодоступным горным разработкам, а в настоящее время периодические прорывы подпрудных озер, образующихся при подвижках ледников, создают угрозу дорогам и населенным пунктам на побережье. *Ледник Валдес* образует с ледником Клутина переметную систему, которую издавна использовали для прохода с побережья во внутренние районы гор. Оканчивается ледник Валдес на плоской равнине, в 6 км выше старого города Валдес. В течение 60 лет он создавал угрозу городу, пока тот не был разрушен гигантской волной из залива во время землетрясения 1964 г. и впоследствии построен на другом месте. С 1901 по 1971 г. конец ледника отступил на 1000—1200 м, а поверхность его языка понизилась на 100 м. Однако угроза наводнений от прорывов ледниково-подпрудных озер для шоссе, проходящего в 5 км от конца ледника, сохраняется. *Ледник Шоуп* достигает приливо-отливной зоны, но оканчивается на мелководье. Ледник с конца XIX в. отступил незначительно, но его конец стал тоньше более чем на 100 м и омертвел. Перед концом ледника образовалось озеро, а за ним флювиогляциальная равнина, простирающаяся в залив примерно на 700 м.

Ледник Колумбия (дл. 68 км, пл. 1370 км^2) впадает в залив Колумбия-Бэй. Он спускается на юг от обширной области аккумуляции в центральной части гор Западный Чугач, имеющей среднюю высоту около 3600 м. Фирновые поля, питающие ледник Колумбия, соприкасаются с фирновыми полями ледников Шоуп, Тазлина, Нельчина, Харвард, Йале и Мирс, растекающимися в различных направлениях. Ледник Колумбия — один из крупнейших дендритовых ледников Аляскинского побережья, состоящий из 4 главных ветвей и множества притоков второго и более мелких порядков. Ледниковый коэффициент 1,45. Средняя ширина главного ствола ледника более 4 км, а ширина фронта ледникового языка в заливе Колумбия-Бэй достигает 6,5 км, и от него откалываются айсберги.

Район ледника Колумбия был ареной «золотой лихорадки» во втором и третьем десятилетиях нашего столетия, когда в его бассейне были открыты месторождения золота, а затем и медной руды. Путь к ним шел по леднику.

Ледник Колумбия изучается с конца прошлого века. С 1899 по 1905 г. он отступал. В 1917—1922 гг. отмечено наступание конца ледника. Позднее наступания и отступания неоднократно чередовались, но их амплитуда была небольшой. В среднем положение конца с 1922 до 1970-х годов практически оставалось квазистационарным. Средняя годовая скорость абляции на языке ледника была от 550 до 770 г/см^2 в год. Аккумуляция в фирновой области на высоте 2360 м — от 350 до 750 г/см^2 в год, на высоте 3000 м — вдвое больше. Ледник двигался со скоростью от 1,3 до 2,2 м/сут.

В последующие годы началось быстрое наступание ледника Колумбия, при котором его конец сползал с мелководья в глубокие воды фьорда со скоростью 1,6 км в год. При этом от него откалывалось много крупных айсбергов, представляющих серьезную угрозу для безопасности судовых нефтяных перевозок в заливе Принс-Вильям [Glacier threatens... 1980].

Ледник Мирс — самый крупный и интересный в заливе Унаквик. Он оканчи-



Ледник Колумбия

вается в глубокой воде, с него обламываются в залив айсберги, и, несмотря на это, ледник наступает начиная с 1905 г. со средней скоростью 10 — 12 м в год. В 1971 г. конец ледника находился в максимальном положении за несколько сот лет. Фронт ледника на берегу залива вторгся в лес с деревьями 200-летнего возраста. Другие ледники в этом заливе (*Бриллиант, Рени*), наоборот, отступали.

В бассейне Колледж-Фьорда много долинных и висячих ледников, часть которых спускается прямо в залив. Крупнейшие из них — сложные долинные ледники Йале и Харвард, берущие начало в обширных фирновых бассейнах главного гребня хр. Чугач.

Ледник Йале (дл. 35 км, пл. 220 км²) дренирует высокие массивы на северо-восточном склоне Колледж-Фьорда вокруг вершин Флоренс-Пик (3521 м) и г. Уитерспун (3695 м), начинаясь в обширных фирновых бассейнах, сообщающихся с истоками ледников Мирс, Колумбия, Харвард. Спускается он в верховья одноименного залива стеной льда, высота которой до 116 м над урезом воды.

Ледник Харвард (пл. 500 км²) — второй по величине после ледника Колумбия в бассейне залива Принс-Вильям. Он питается фирновыми полями со склонов г. Маркус-Бейкер и других массивов и пиков хребта, превышающих 3500 м. Его фирновая область соединяется с истоками ледников Йале, Колумбия, Нельчина, Матануска, Маркус-Бейкер и Кник, образуя сложную единую сеть. Ширина ледникового языка на протяжении нижних 10 км около 2,5 км, конец ледника, за исключением краев, находится в глубокой воде. С начала XX в. ледник наступает, в 1935 г. его края надвинулись на ели 246-летнего возраста. К 1971 г. конец ледникового языка продвинулся на 1,4 км дальше его положения в конце XIX в. Балансовых наблюдений на нем не проводилось, и поэтому трудно судить о причине такого поведения ледника. Скорость движения льда, определенная по смещению изгибов морен, в

нижних 5 км языка за период с 1954 по 1957 г. составила в среднем 2,2 м/сут. Ледник, особенно его верховья, труднопроходим из-за трещин.

Все известные ледники в бассейне залива Колледж-Фьорд, за исключением ледника Харвард, в XX в. отступали с незначительными задержками или кратковременными наступаниями небольшой амплитуды.

Ледники заливов Барри-Арм и Гарриман-Фьорд дренируют южный склон хр. Западный Чугач. Высшие точки хребта к юго-западу постепенно снижаются с 3140 м в истоках ледника Барри до 1826 м в истоках ледника Гарриман. В том же направлении уменьшается высота фирновой линии с 750 — 1000 м на ледниках правобережья Колледж-Фьорда и леднике Барри до 400 — 500 м на ледниках Гарриман, Сюрприз и Серпантин.

Ледник Барри (дл. 24 км, пл. 75 км²) спускается по долине, окруженной гребнями и пиками с высшей точкой 3142 м. Конец ледника оканчивается в заливе Барри-Арм. С максимума прошлого века к 1960-м годам ледник отступил почти на 7 км, а поверхность его языка стала ниже бровок тримлайнов на 275 — 300 м. С 1961 по 1971 г. конец ледника наступал. Это было связано с уменьшением его таяния из-за того, что язык ледника был защищен обломками камней, принесенными на ледник большим оползнем.

Ледник Гарриман (дл. 13 км, пл. 49 км²) — главный ледник юго-западной ветви Гарриман-Фьорда. Он спускается из области питания, общей для нескольких текущих в разных направлениях ледников. От положения 1899 г. к 1910 г. ледник отступил на 400 м, к 1961 г. он наступил на 1670 м, а затем до 1971 г. оставался стабильным, тогда как все ледники этого района отступали.

Ледники бассейна залива Кука начинаются на северо-западном склоне гор Западный Чугач и дают сток в реки Игл, Эклутна, Кник, Матануска и в залив Тёрнанген-Арм. Ледники залива Тёрнанген-Арм небольшие, самый крупный из них — *ледник Твентимайл* (дл. 15 км, пл. 32 км²) — берет начало из общего с ледником Гарриман фирнового поля на высоте 1500 — 1900 м. Он течет на запад и оканчивается на высоте около 50 м над ур. м. С 1938 по 1971 г. ледник отступил в разных частях на 900 — 1650 м.

В бассейнах рек Игл и Эклутна, впадающих в залив Кник-Арм, расположены *ледники Игл* (дл. 14 км, пл. 49 км²) и *Эклутна* (дл. 13 км, пл. 31 км²). Они берут начало на пиках высотой от 2000 до 2220 м, высота фирновой линии от 1100 до 1400 м, высота концов ледников 260 и 380 м соответственно. От режима ледника Эклутна зависит уровень расположенного ниже оз. Эклутна, из которого по тоннелю длиной 7,4 км снабжается водой гидроэлектростанция в городе Анкоридж. Оба ледника с конца прошлого века отступают.

В бассейне р. Кник ледники занимают площадь около 1280 км², дренируя северо-восточные склоны гор Западный Чугач. Самый большой и практически важнейший из них — *ледник Кник,* периодически блокировавший сток из оз. Георга, ежегодные прорывы которого вызывали разрушительные наводнения на всем протяжении нижнего течения реки. Ледник Кник (пл. 380 км²) берет начало из обширных фирновых бассейнов между пиками Маркус-Бейкер на севере и Жаннет (2930 м) на юге. Истоки ледника Кник через ледоразделы сообщаются с областями питания ледников Маркус-Бейкер, Матануска, Харвард и Барри. Конец ледника спускается до 75 м над ур. м., запирая широкой лопастью долину оз. Георга; 6 км фронта ледника обрываются к долине оз. Георга, на протяжении 8 км он упирается в скалы северного склона долины озера, а 5 км лежат на равнине в верховьях р. Кник. Толщина конца ледника около 90 м. Прорывы озера имели годичный цикл: весной и в начале лета озеро наполнялось, в июле — августе происходил прорыв, а осенью канал прорыва замыкался. Кроме того, происходили катастрофические прорывы озера с интервалами 6 — 7 и 15 — 20 лет. В 1960-е годы при максимальном заполнении оз. Георга имело площадь 64 км², и его уровень был на 48 м выше минимального, когда озеро распадается на 3 отдельных водоема. В 1970-е годы ледник Кник стал тоньше и перестал запирать сток из озера. Наводнения прекратились. К оз. Георга спускаются также крупные *ледники Лэйк-*

Георг, Колони и ледник без названия. При высоком уровне воды в озере они оканчиваются в нем.

Ледник Матануска (дл. 46 км, пл. 324 км^2) — самый большой в бассейне одноименной реки. Он спускается на север из обширных фирновых полей, сообщающихся с истоками ледников Харвард и Кник в районе г. Маркус-Бейкер. Ледник фронтом шириной около 3 км оканчивается на высоте 480 м над ур. м. Язык ледника почти на всем протяжении закрыт моренным чехлом. С конца прошлого столетия положение конца ледника мало изменилось.

В целом ледники гор Чугач, за малым исключением, характеризуются тенденцией к отступанию. Большинство долинных ледников от максимума XIX в. отступило на 1 — 2 км. Приливо-отливные ледники вели себя различно. Одни из них отступали очень сильно, другие, наоборот, в последние десятилетия наступали. Это связано, по-видимому, с тем, что на режим приливо-отливных ледников помимо климатических условий воздействует водная среда, в которой они оканчиваются. На поведение концов ледников большое влияние оказывает и высота областей их питания. Ледники с высоко расположенными фирновыми бассейнами отступили мало или были стабильны, а ледники с низко расположенными фирновыми областями, близкими к высоте фирновой линии, отступили очень сильно, так как небольшое повышение уровня фирновой линии приводило к значительному сокращению площади питания этих ледников, тогда как на ледниках с высоко расположенными фирновыми бассейнами это не приводило к заметному изменению соотношения площадей питания и расхода.

[*Miller*. 1964; *Post*. 1965, 1969; *Post, Mayo*. 1971; *Field*. 1975e]

Раздел 7

ГОРЫ КЕНАЙ

Горы Кенай расположены на п-ове Кенай на юге Аляски. Геологически и орографически они являются продолжением гор Чугач, от которых отделены перевалом Портидж. Горы протягиваются от этого перевала в юго-западном направлении через весь п-ов Кенай более чем на 200 км при максимальной ширине до 80 км.

В рельефе гор Кенай сочетаются обширные плато, покрытые фирном и льдом, с карлингами, трогами, зубчатыми гребнями и другими формами ледниковой скульптуры. Высота плоскогорий и горных вершин колеблется в пределах 1500 — 2000 м. Высшая точка полуострова — 2011 м. Южный и восточный берега сильно изрезаны фьордами, глубоко вдающимися в сушу. Верховья многих из них заняты языками выводных ледников, спускающихся с водораздельных плато.

Климат восточного побережья п-ова Кенай типичный морской с многоснежной, сравнительно мягкой зимой, с прохладным и дождливым летом. На юго-восточном побережье полуострова количество атмосферных осадков составляет 2500 — 3500 мм в год, а в горах на уровне снеговой границы до 5000 мм. В глубине полуострова климат становится континентальнее, и осадков выпадает в два-три раза меньше. В горах преобладают твердые осадки. Снеговая линия лежит очень низко — 450 — 750 м на юго-восточной стороне гор и 750 — 1100 м на западной и северо-западной. В результате, хотя горы Кенай и невысоки, на них развито мощное оледенение.

В горах Кенай представлены все основные типы ледников — от горно-покровных, выводных и долинных различных форм и размеров до ледников малых форм — каровых и висячих. Общая площадь оледенения гор Кенай 4600 км^2. Здесь 49 ледников имеют в длину более 8 км, и на их долю приходится около 70% общей площади оледенения полуострова [*Post, Meier*. 1980].

Бо́льшая часть снега и льда в горах Кенай сосредоточена в 4 ледниковых районах, центрами оледенения которых являются обширные фирново-ледяные поля и их комплексы, питающие многочисленные выводные и долинные ледники, радиально растекающиеся из этих центров. Самые крупные из них достигают побережья и продуцируют айсберги. Крупнейшие центры оледенения гор Кенай следующие: ледниковый ком-



Ледник Портидж
в 1972 г. (июль)



Ледник Портидж
в 1972 г. (сентябрь)

Ледник Портидж
по прогнозу на 2020 г.



плекс Спенсер-Блэкстоун, ледяное поле Саржент, ледяное поле Хардинг и ледниковый комплекс Гревингк-Йалик. Есть на п-ове Кенай и несколько менее крупных очагов оледенения.

Ссвременное оледенение гор Кенай изучено довольно хорошо, чему способствовали незначительная высота гор, сравнительно мягкий климат и легкая доступность ледников с моря. Их изучение стимулировалось также практическими соображениями в связи с прокладкой Аляскинской железной дороги в непосредственной близости от ледников.

Ниже дана краткая характеристика основных центров оледенения гор п-ова Кенай. Описание ледников в каждом из комплексов производится по ходу часовой стрелки, начиная с севера.

Ледниковый комплекс Спенсер-Блэкстоун простирается от перевала Портидж в юго-западном направлении на 50 км при ширине 30 км. Главное фирновое поле в истоках *ледников Блэкстоун* и *Спенсер* имеет в диаметре 13 км и лежит на высоте от 750 до 1500 м. Над ним поднимаются отдельные пики высотой до 1800 — 1990 м. Из фирновой области комплекса 12 ледниковых языков спускаются ниже 150 м над ур. м., а ледники Блэкстоун и *Тебенков* достигают приливо-отливной зоны залива Блэкстоун (Прилож. № 6, табл. 5).

Ледник Портидж начинается в северной части ледникового комплекса Спенсер-Блэкстоун, фирновая линия проходит на высоте 500 м, а конец лежит на перевале Портидж (около 90 м над ур. м.). До конца XVIII в. перевал был свободен ото льда и использовался для переходов между заливами Пэссэдж на востоке и Тёрнанген-Арм на западе. В 1794 и 1880 гг. перевал был перекрыт ледником, и путь через него на протяжении 8 км шел по льду. Между 1914 и 1939 гг. ледник Портидж отступил в разных частях языка на расстояние от 350 до 1200 м, а освободившееся место заняло озеро глубиной до 180 м. Поверхность ледника стала непроходимой из-за множества трещин, сераков и обрывистых краев у крутых обнажившихся скал. Озеро не-

льзя было использовать для судоходства из-за заполнявших его айсбергов. Дальнейшее отступание ледника шло очень быстро, и к 1972 г. его конец отступил на 3,4 км, а оставшаяся часть ледникового языка стала тоньше на 200 м. Баланс ледника Портидж за 1972 г. был резко отрицательным: аккумуляция 270 г/см^2, поверхностная абляция около 370 г/см^2, баланс −100 г/см^2. За 1972 г. ледник потерял 22 млн т льда. Кроме того, за счет откола айсбергов в озеро расход составил 28 млн т. Таким образом, общий баланс ледника был −230 г/см^2. Отступание ледника будет продолжаться до тех пор, пока его конец оканчивается в глубокой воде. По прогнозу специалистов, к 2020 г. это отступание составит 1,5 км. Поскольку из-за отступания ледника Портидж перевал стал непроходимым, при сооружении железной дороги от города Портидж к порту Уиттер на берегу залива Пэссэдж пришлось пробивать два обходных тоннеля длиной 1,5 и 4 км.

На восточной стороне ледникового комплекса Спенсер-Блэкстоун расположены ледники Блэкстоун и *Тебенков*. Оба ледника с конца прошлого столетия отступают со скоростью около 15 — 20 м в год. Ледники бассейна заливов Кингс-Бэй, Тейлор и Клермонт за тот же период стали короче на 1 — 2 км. Небольшие ледники на восточной стороне комплекса более устойчивы, и их размеры почти не изменились.

Ледник Вулверин (дл. 7,5 км, пл. 18 км^2) является южной оконечностью ледникового комплекса Спенсер-Блэкстоун (60°24′ с. ш.). Фирновая область ледника размерами 4 × 2,5 км лежит на высотах 1200 — 1500 м и крутым ледопадом переходит в ледниковый язык длиной около 5 км. Ширина языка уменьшается от 1,5 км у подножия ледопада до острого конца на высоте 370 м. Средняя высота границы питания 1100 м. Ледник имеет южную экспозицию и относится к бассейну р. Нелли-Джуан, впадающей в залив Кингс-Бэй. Ледник Вулверин был выбран в качестве ключевого объекта для наблюдений в период МГД. В 1966 г. были начаты теплобалансовые исследования, измерения баланса массы и стока талых вод. Почти полное отсутствие поверхностной морены в области абляции способствовало получению репрезентативных данных по реакции ледника на колебания климата. За 12 лет наблюдений (с 1966 по 1977 г.) баланс ледника был слегка положительным (+70 г/см^2), но в отдельные годы наблюдались отклонения в ту и другую сторону (от −200 г/см^2 до +200 г/см^2). Всего за 12 лет 7 лет было с отрицательным балансом, 5 лет — с положительным. Обмен веществом между областями накопления и расхода происходит очень интенсивно: зимний баланс составляет от +200 до +250 г/см^2, а абляция на языке ледника от 400 до 700 г/см^2 в год. Средний годовой слой стока с ледника составил 3,1 м. Чтобы компенсировать этот расход, атмосферных осадков должно выпадать не менее 3200 — 3500 мм в год. Столь обильное питание осадками обеспечивается сильными снегопадами, которые приносят зимние циклоны со стороны алеутского минимума [*Майер* и др. 1980].

Наблюдения на ледниках северо-западного края ледникового комплекса Спенсер-Блэкстоун, в бассейнах рек Трэйл и Плэйкер, были начаты в первом десятилетии XX в. в связи со строительством Аляскинской железной дороги. Внимание обращалось главным образом на колебания концов ледников. Все ледники отступали. *Ледник Трэйл* в истоках р. Трэйл к 1966 г. отступил на 1700 — 2000 м, *ледник Бартлетт* к 1961 г. отступил на 900 м и позже продолжал медленно отступать. Ледник Спенсер (пл. 82 км^2) — крупнейший в ледниковом комплексе Спенсер-Блэкстоун — спускается в долину р. Плэйкер. Максимального положения его конец достигал в 90-х годах XIX в., когда была образована конечная морена, по которой позже была проложена Аляскинская железная дорога к порту Сьюард. С тех пор ледник отступал, за исключением небольшой подвижки в 1916 г. В 1964 г. конец ледника находился в 1,2 км от железной дороги. Медленное отступание ледника Спенсер продолжалось и позднее.

Ледяное *поле Саржент* расположено к юго-востоку от сквозной долины р. Нелли-Джуан и залива Кингс-Бэй. Оно протягивается с северо-северо-востока на юго-юго-запад на 60 км при ширине 40 км. Высшая точка — безымянный пик

(1864 м) между ледниками Элсворт и Эксельсиор. Многие другие вершины поднимаются до 1500 м и более. Значительная площадь ледяного поля Саржент (8×13 км) лежит на высоте более 1200 м. Снеговая линия самое низкое положение занимает вдоль восточного края ледяного поля. Здесь в зависимости от местных орографических условий высота снеговой линии колеблется от 300 до 550 м. На юге ледяного поля она увеличивается до 600 — 700 м, а на юго-западе — до 800 — 900 м. Ледяное поле Саржент — типичный представитель горно-покровного ледника с многочисленными выводными ледниками, многие из которых на восточной стороне достигают верховьев фьордов, и от их концов отламываются айсберги. Насчитывается 13 ледников, длина которых более 8 км, их общая площадь 1012 км^2. На северо-западе ледники дают сток в р. Нелли-Джуан, на севере — в заливы Кингс-Бэй и Порт-Нелли-Джуан. Главные выводные ледники на этом участке — *ледники Лэнгдон, Фолинг* и *Нелли-Джуан.* Последний из них достигает вершины фьорда. Ледник Нелли-Джуан отступил к 1966 г. от максимального положения в 1880 г. на 1700 м. Между конечной мореной и ледником образовалось озеро. Позднее отступание продолжалось. Другие ледники в этом районе также отступали.

Основная разгрузка ледяного поля Саржент осуществляется через крупные выводные ледники восточного и южного побережий. Из них самый большой — *ледник Ченега* (дл. 23 км, пл. 370 км^2), который дренирует бо́льшую часть ледяного поля Саржент и является одним из самых активных поставщиков айсбергов на Аляскинском побережье. В конце прошлого столетия ледник Ченега был на 5,5 км длиннее современного, занимая верховья залива Нассау-Фьорд. К 1908 г. он отступил и распался на три самостоятельных ледника: Ченега, *Принсетон* и *Тигертайль.* Позднее заметных изменений в положении конца ледника Ченега не наблюдалось. Интересно, что громадная волна в Нассау-Фьорде, вызванная землетрясением 1964 г., которая смыла деревню в 20 км от конца ледника Ченега, никакого воздействия на ледник не оказала и даже не усилила откола айсбергов от спускающегося в залив фронта ледникового языка.

Ледники Бэйнбридж и *Тигр* за первую половину XX в. неоднократно наступали и отступали, но в целом положение их концов оставалось квазистационарным. *Ледник Эксельсиор* в 1909 г. оканчивался на гравийной равнине в 800 м от моря, а в 1950 г. он был уже в 2 км от моря и обрывался в озеро. Края ледника отступили на 3,5 км. *Ледник Элсворт* с 1909 по 1966 г. также отступил на 2 — 3 км.

В целом северная и восточная части ледяного поля Саржент находятся практически в стационарном состоянии, а ледники его южной части отступают.

Ледяное поле Хардинг — самое обширное на п-ове Кенай. Оно расположено в осевой части гор Кенай с центром на 60° с. ш., 150° з. д. Это типичный ледяной купол, с которого спускаются выводные ледники. Его протяженность с северо-востока на юго-запад 80 км, ширина до 50 км. Поверхность ледяного купола имеет выпуклые как продольный, так и поперечный профили и на большей части лежит выше 1200 м. Высота отдельных вершин от 1800 до 1950 м. Снеговая линия самое низкое положение занимает в юго-восточной части купола, вблизи заливов Айалик и Харрис, где ее высота колеблется от 450 до 750 м. На юго-западной стороне ледяного поля *(ледники Качемак и Динглештадт)* снеговая линия лежит на высоте 800 м, на северо-западной стороне *(ледники Тустумена* и *Индиан)* — на высоте 900 — 1150 м. На северо-востоке высота снеговой линии вновь уменьшается до 750 — 900 м, что полностью согласуется с распределением атмосферных осадков.

С ледяного поля Хардинг в разных направлениях спускаются многочисленные выводные ледники, 18 из них имеют длину более 8 км каждый, а их общая площадь 1511 км^2. Северо-восточный отрог ледяного поля Хардинг, дающий сток в р. Резурекшн и залив Резурекшн, окаймлен серией морен. Внешняя, наиболее мощная морена на контакте с лесом, отстоящая от края поля на 1 км, образовалась в конце прошлого столетия. После 1940 г. заметных изменений в положении края ледяного поля и концов



Ледник Гревингк спускается в залив Качемак

выводных ледников не произошло. *Ледник Бэр* с 1909 по 1966 г. отступил примерно на 0,5 км, и на протяжении нижних 7 км его поверхность понизилась. Конец *ледника Айалик,* расходующего айсберги в приливо-отливную зону одноименного залива, с 1909 по 1964 г. оставался стабильным.

Наибольшие изменения за последние 70 — 80 лет претерпели ледники юго-восточной и южной частей ледяного поля Хардинг, спускающиеся во фьорды залива Блайинг. Большинство ледников отступили на расстояния от 500 — 600 до 1500 м. *Ледник Нордвестерн,* главный ледниковый поток залива Харрис, со второй половины XIX в. отступил к 1909 г. на 400 м, а его поверхность понизилась на 40 — 50 м. Затем отступание ускорилось, и к 1950 г. ледник стал короче на 10 км и потерял связь со многими притоками, ранее питавшими его. Медленное отступание продолжалось и в 1960-е годы. Отступание в плане сопровождалось понижением поверхности ледникового языка, которое к 1966 г. достигло 365 м.

Ледник Мак-Карти — главный в восточной ветви залива Кука — известен самым большим отступанием в XX в. среди ледников п-ова Кенай. В третьей четверти XIX в. края ледника надвигались на лес. К 1909 г. ледник отступил на 600 м, а его поверхность понизилась на 45 — 60 м. Затем началось катастрофическое отступание ледника. С 1909 по 1968 г. ледник отступил на 25 км, его длина сократилась с 40 до 15 км, что привело к отчленению от него многих притоков, ставших независимыми. Таким образом, в процессе отступания ледник терял источники своего питания, что еще более ускоряло его сокращение.

Ледниковый комплекс Гревингк-Йалик расположен к юго-западу от ледяного поля Хардинг и отделен от него долиной, по которой на юг течет р. Нука, а на север — р. Брэдли. Его размеры: с севера на юг 37 км, с востока на запад 26 км. Из общей фирновой области с высшими точками 1500 — 1768 м стекает в разных направлениях несколько крупных и много мелких выводных ледников. Ни один из них не достигает приливо-отливной зоны, но концы 4 крупных ледников спускаются до 60 м над ур. м. *Ледник Гревингк* (дл. 19 км, пл. 72 км^2) — крупнейший в ледниковом комплексе. Еще 7 ледников длиннее 8 км. Высота снеговой линии в разных частях комплекса изменяется от 650 до 1050 м.

Наблюдения за колебаниями концов проводились только на 3 ледниках — Йалик, Петрова и Гревингк. С конца прошлого столетия до 1960-х годов эти ледники отступали с образованием приледниковых озер и последующим их спуском. Больше всего отступил *ледник Петрова* (около 2 км).

В целом по всем 4 ледниковым комплексам п-ова Кенай среднее отступание концов ледников от их максимума в XIX в. ко второй половине XX в. составило около 1 км. Исключение составляют несколько ледников, концы которых спускаются в глубокие фьорды, где на их эволюцию и режим оказывают влияние не только климатические условия и их колебания, но также и динамика самой водной среды. Сокращение таких ледников было гораздо большим.

Землетрясение 1964 г., которое было наиболее сильным на п-ове Кенай, вызвало много оползней, закрывших по-

верхность ряда ледников, что отразилось на их режиме.

[*Tarr, Martin*. 1914; *Post*. 1965; *Field*. 1975 d]

Раздел 8

ГОРЫ ВРАНГЕЛЬ

Горы Врангель расположены на юге Аляски близ границы с канадской провинцией Юкон. Они являются северо-западным продолжением гор Св. Ильи, от которых их отделяют перевалы Читистон и Сколаи. На севере с ними соседствуют горы Нуцотин, а со всех сторон опоясывают долины р. Коппер и ее притоков. Горы Врангель круто поднимаются (до 4000 м и более) над сравнительно низкими (600 — 900 м) предгорьями. Их основание образовано комплексом мезозойских и палеозойских вулканогенных и осадочных пород, перекрытых кайнозойскими вулканическими отложениями. Над этим основанием возвышаются вулканические конусы, часть которых продолжает проявлять активность. Высшие точки гор Врангель: пик Санфорд (4949 м), влк. Блекберн (4918 м) и действующий влк. Врангель (4268 м).

Горы Врангель образуют климатораздел, отделяющий тихоокеанское побережье Аляски с типичным морским климатом от внутренних районов Аляски и Юкона с континентальным климатом. Климат собственно гор Врангель в их южной части близок к морскому типу, а на севере — к континентальному. Количество осадков на южном склоне гор близ снеговой границы достигает 2000 мм в год, тогда как к северу от гор Врангель годовое количество осадков не превышает 400 мм. Высота снеговой границы на южной стороне гор Врангель колеблется от 1650 до 1800 м, а на северной — от 1950 до 2100 м.

Горы Врангель покрыты обширной системой фирновых полей, питающих много крупных выводных и долинных ледников. Занятая фирновыми полями и ледниками территория простирается на 160 км с запада на восток и на 112 км с юга на север. Общая площадь оледенения гор Врангель составляет 8300 км^2 [*Post, Meier*. 1980]. Примерно половина этой площади приходится на 47 крупных ледников длиной более 8 км и площадью от 6 до 819 км^2. Оканчиваются они на высотах от 400 до 700 м на южных склонах и от 870 до 1100 м на северных (Прилож. № 6, табл. 6).

Центральная часть гор Врангель, между пиками Блекберн, Ярвис и Санфорд, покрыта почти непрерывным фирново-ледяным полем длиной более 40 км и шириной от 20 до 40 км, расположенным на высоте от 1800 до 4200 м. С этого фирново-ледяного поля на север спускаются ледники Набесна и Коппер и менее крупные выводные ледники на юго-запад и запад. Фирново-ледяные поля покрывают также склоны гор Санфорд и Регаль. В восточной части гор Врангель комплексная система связанных между собой фирново-ледяных полей питает крупные ледники Чисана, Низина, Фредерика, Миддл-Форк и Лайм.

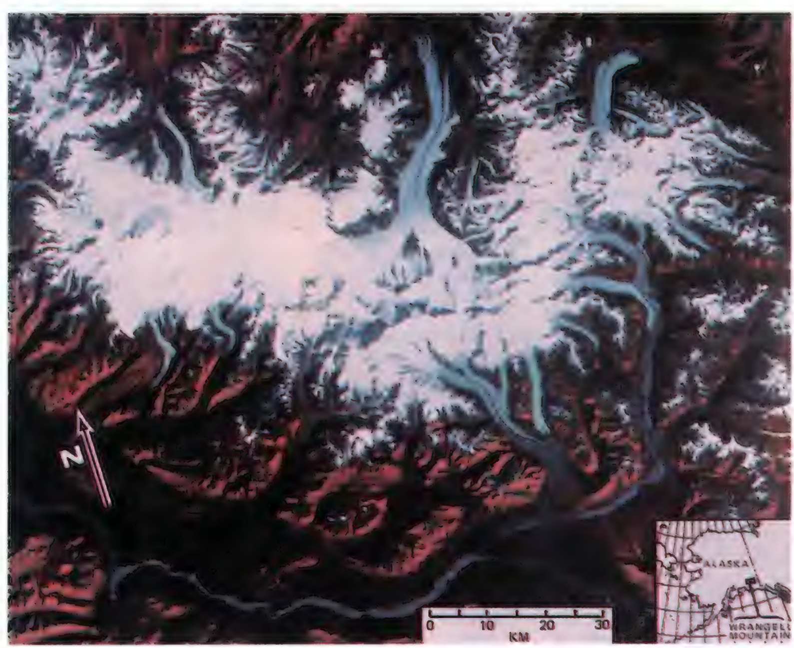
Ледник Набесна (дл. 87 км, пл. 819 км^2) — самый большой в горах Врангель и один из самых больших на Аляске. Он дренирует бóльшую часть фирново-ледяного поля между горами Блекберн и Ярвис и фирново-ледяные поля на северо-западном склоне г. Регаль, где начинается главный ствол ледника, принимающий на своем пути около 40 больших и малых притоков. Перед концом ледника Набесна в долине одноименной реки на протяжении 2 км лежит молодая, лишенная растительности морена. Из сравнения ранних фотографий с фотографиями 1938 г. видно, что произошло небольшое сокращение нижней части ледника. В 1957 и 1964 гг. тенденция к отступанию сохранялась.

Ледник Чисана — второй по размерам на северном склоне гор Врангель. Он служит истоком р. Чисана, оканчиваясь на высоте 1050 м. С 1899 по 1938 г. в положении конца ледника существенных изменений не произошло. К 1957 г. ледник отступил на 600 м. Позднее отступание продолжалось, но медленнее.

Ледник Низина — самый длинный и второй по площади на южном склоне гор Врангель. Он дренирует фирновые поля восточного склона г. Регаль и склонов соседних массивов. Оканчивается ледник



Общий вид гор Врангель из долины р. Тацлина. Слева гора Санфорд, в центре гора Друм, справа вулкан Врангель



Оледенение гор Врангель. Снимок с ИСЗ «Ландсат»

на высоте 655 м. Сглаженные скалы и тримлайны свидетельствуют о небольшом отступании от максимального положения ледника в прошлом. Сравнение АФС 1937 и 1964 гг. показало, что очень небольшое отступание продолжается.

Ледник Кенникот спускается ниже всех других ледников гор Врангель (до 410 м над ур. м.). Его язык на протяжении многих километров покрыт мореной. В 6,5 км от конца лед движется со скоростью около 25 м/год. Самый конец ледника, по-видимому, мертвый. По его краю в начале XX в. была проложена железная дорога. К 1937 г. ледник отступил от конечной морены 1860 г. на несколько сот метров. За последние десятилетия положение конца ледника изменилось очень мало.

Ледник Кускулана начинается на западном и юго-западном склонах г. Блекберн. Его конец лежит на высоте 730 м над ур. м. Нижние 10 км ледникового языка покрыты мореной. К 1937 г. конец ледника отступил от конечной морены, поверхность его понизилась. Между АФС 1937 и 1957 гг. заметных изменений в положении конца не произошло.

Вершина **влк. Врангель** представляет собой кальдеру площадью 4×6 км и глубиной 1 км, заполненную снегом и льдом, который постоянно испытывает влияние вулканического тепла. Лед из кальдеры через узкий пролом в ее

гребне вытекает на юг, образуя *ледник Лонг,* который оканчивается на высоте 590 м. С влк. Врангель стекает также несколько крупных ледников на запад и юго-запад. Это *ледники Чешнина, Четаслина, Дадина* и *Санфорд. Ледник Коппер* течет на север.

С г. Санфорд в разные стороны растекается 10 ледников. Среди них самый крупный приток ледника Санфорд и *ледники Вест* и *Дроп.*

С отдельно стоящей г. Друм (3658 м) радиально растекается более десятка узких и длинных долинных ледников длиной от 3 до 16 км. Самый крупный — *ледник Надина* (дл. 16 км, пл. 25 км^2), высота конца 945 м. Все ледники гор Санфорд и Друм принадлежат бассейну р. Коппер.

По отрывочным сведениям, большинство ледников гор Врангель с конца прошлого века медленно отступает. Исключение составляют пульсирующие ледники, режим которых не согласуется с колебаниями климата. По данным Поста [*Post.* 1969], в горах Врангель 23 таких ледника. Примерами могут служить *ледники Фредерика, Миддл-Форк* и *Хол-ин-де-Уол.*

Хейес [*Hayes.* 1892], посетивший ледник Фредерика в 1891 г., писал: «Этот ледник интересен тем, что это единственный среди аляскинских ледников хорошо маркированный случай активного современного наступания. Текущий на юг в боковой долине, которая соединяется с долиной р. Низина под прямым углом, его фронт параллелен реке... Ледник оканчивается почти вертикальным обрывом, который простирается через боковую долину длиной в милю и около 250 футов высотой. Его поверхность свободна от морены, но сильно расчленена и разбита, совершенно непохожа на поверхность мертвого льда в концевой части отступающего ледника». В 1908 г. этот район посетил Кэпс, который писал: «Ледник сейчас оканчивается в миле к северу от Сколаи-Крик, его поверхность очень ровная и постепенно спускается к тонкому краю у фронта» [*Capps.* 1910]. Это несомненный пример типичной пульсации: в 1891 г. ледник находился в стадии подвижки, а в 1908 г. продвинувшийся конец ледника деградировал. Следующая подвижка ледника произошла между 1927 и 1957 гг.

Ледник Хол-ин-де-Уол (Дыра в стене), расположенный против устья долины р. Фредерик-Крик, в 1908 г. продвигался, спускаясь живописными каскадами из фирнового бассейна, окруженного горными пиками. В 1891 г., когда была подвижка ледника Фредерика, он отступал, а в 1966 г. снова испытывал подвижку. Ледник Миддл-Форк продвигался в 1964—1965 гг.

[*Post.* 1969; *Denton.* 1975e]

Раздел 9

АЛЯСКИНСКИЙ ХРЕБЕТ И ГОРЫ ТАЛКИТНА

Аляскинский хр. — мощное горное поднятие, протянувшееся дугой шириной до 120 км через южную и центральную части Аляски на 960 км от истоков р. Танана на востоке до оз. Илиамна на западе. Аляскинский хр. — один из самых высоких в Северной Америке. Здесь поднимается высочайшая вершина континента — г. Мак-Кинли (6193 м), многие вершины достигают 4000 м. Гребень хребта и его отроги покрыты вечными снегами и ледниками.

Дуга Аляскинского хр. вогнутой стороной обращена на юг, в сторону залива Аляска, откуда поступает основная масса атмосферных осадков, питающих ледники. В связи с этим южные склоны Аляскинского хр. отличаются большей влажностью, чем северные, и соответственно на южных склонах оледенение более мощное.

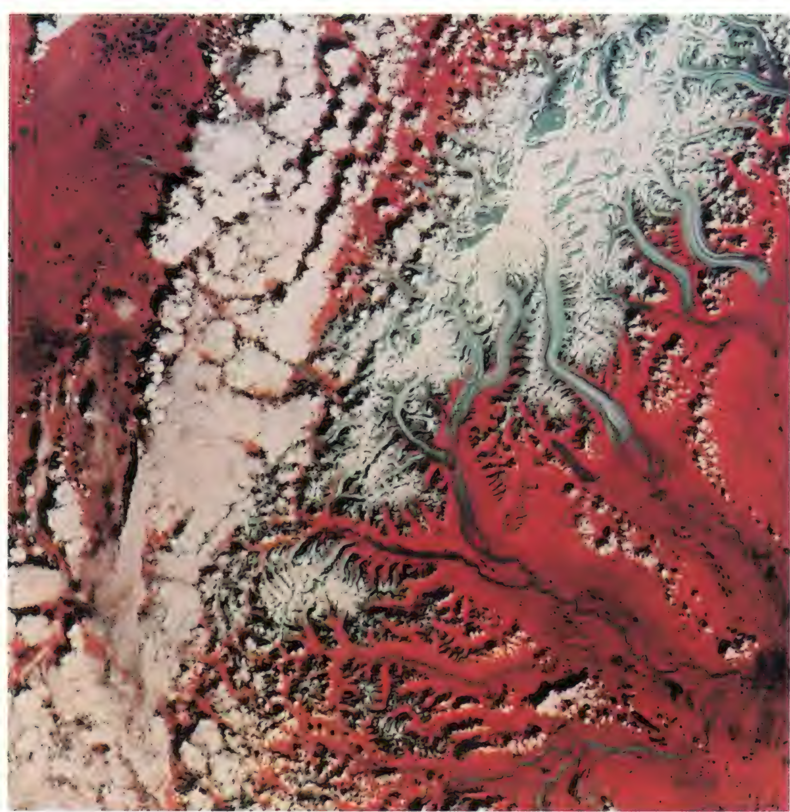
В ледниковой зоне количество осадков колеблется от 500 до 2000 мм в год, снеговая линия проходит на высотах от 1300—1500 м на западной и южной сторонах гор до 2000 м и более на северной и восточной.

Общая площадь оледенения Аляскинского хр. 13 900 км^2 [*Post, Meier.* 1980]. Из них ледники, имеющие длину более 8 км, занимают площадь, равную 9610 км^2, что составляет около 69% общей площади оледенения. Крупнейшие ледники Аляскинского хр. характеризуются в Прилож. № 6, табл. 7.

Долинами рек и перевалами Аляскин-



Гора Мак-Кинли, высочайшая в Северной Америке



Оледенение центральной части Аляскинского хребта. Снимок с ИСЗ «Ландсат»

ский хр. делится на крупные участки, по которым с востока на запад и описывается его оледенение.

На восточной оконечности Аляскинского хр., близ границы Аляски с провинцией Юкон (Канада), расположены горы Ментаста и Нуцотин, поднимающиеся до 2900 м. Общая площадь ледников в этих горах всего 14,3 км^2. Самый крупный ледниковый комплекс площадью 5,5 км^2 лежит на гребне хребта в западной части гор Ментаста. Еще около 15 мелких ледников, главным образом каровых, разбросано в разных частях гор Ментаста. В горах Нуцотин всего несколько маленьких ледников.

На участке от перевала Ментаста до долины р. Дельта с главной вершиной г. Кимбол (3150 м) бóльшая часть ледников расположена на главном гребне хребта на протяжении 84 км по его простиранию с востока на запад при ширине

полосы, занятой ледниками, 56 км. Фирновые области ледников лежат выше 2700 м, их концы спускаются до высот от 790 до 1160 м над ур. м. Крупнейшие ледники на этом участке — *Гакона* (пл. 112 км^2) и *Джонсон* (пл. 183 км^2).

К западу от долины р. Дельта до перевала Брод Аляскинский хр. протягивается в западно-северо-западном направлении на 160 км при ширине от 40 до 60 км. Высшие точки этой части хребта — г. Дебора (3822 м) и г. Хейес (4187 м). Оледенение сосредоточено в осевой зоне хребта, откуда в разных направлениях по глубоким долинам спускаются крупные долинные ледники. Здесь 17 ледников длиннее 8 км имеют общую площадь 1900 км^2. Крупнейшие ледники на южном склоне (бассейн р. Суситна) — *Суситна, Вест-Форк, Мак-Ларен;* на западном склоне (бассейн р. Танана) — *ледник Йанерт;* на северном склоне — *ледники Хейес, Трайдент* и *Гиллам;* на восточном склоне — *ледник Блэк-Рэпидс.* Концы ледников спускаются до высот от 800 до 1000 м. Кроме крупных ледников, составляющих основу оледенения этого участка Аляскинского хр., в разных его частях и на отрогах рассеяно много мелких ледников.

На центральном участке Аляскинского хр., от перевала Брод до перевала Рэйни, самом высокогорном, поднимается высочайшая вершина всей Северной Америки — г. Мак-Кинли. Длина этого участка хребта около 280 км, ширина области оледенения до 80 км. Сток с северного склона делится в основном между реками Ненана и Кантишна, впадающими в р. Танана, левый приток р. Юкон. Часть ледников дает сток в р. Кускокуим. Южный склон полностью относится к бассейну р. Суситна, несущей свои воды в залив Кука. На 120-километровом отрезке Аляскинского хр., между перевалом Андерсон и г. Руссель (3505 м), сплошной ледниковый покров общей площадью около 4300 км^2 прорывается лишь отдельными нунатаками. Мощные ледники стекают со склонов г. Мак-Кинли и других вершин, заполняя горные долины на протяжении многих десятков километров, особенно на южном склоне хребта. Всего в центральном районе Аляскинского хр. 33 ледника длиннее 8 км, в том числе много очень крупных. Их общая площадь 3918 км^2. Крупнейшие ледники: на юго-восточном склоне (бассейн р. Суситна) — *Дол, Йентна, Кахилтна, Токозитна, Рут, Элдридж,* спускающиеся до высот от 200 до 300 м над ур. м.; на северном склоне самый большой — *ледник Мулдроу* (пл. 516 км^2), спускающийся с г. Мак-Кинли и принимающий несколько крупных притоков (*ледники Тралейка, Брукс* и др.). Он оканчивается на высоте 745 м и относится к бассейну р. Танана.

Западный участок Аляскинского хр., протянувшийся с юга на север на 120 км от оз. Чакачамна до р. Сквентна, известен как горы Тордрилло. Ширина хребта здесь до 160 км. Высшие точки — горы Торберт (3480 м), Гердин (3840 м), Спур (3375 м).

Наиболее крупные ледники расположены в восточной части гор Тордрилло и оканчиваются выпуклыми концами в предгорьях. Всего в этой части Аляскинского хр. 27 ледников длиннее 8 км общей площадью 1840 км^2. Концы ледников спускаются до высот от 120 до 1130 м над ур. м. Самые большие из них — *ледники Хейес* и *Траймбл* в бассейне р. Сквентна, *ледники Триумвирэйт* и *Кэпс* в бассейне р. Белуга.

Ледники западных склонов короче и меньше по площади, чем ледники восточных склонов, из-за большей континентальности климата. И оканчиваются они на 450—500 м выше, чем ледники восточного склона. Характерная особенность этого участка Аляскинского хр. — современная вулканическая деятельность. 9 июля 1953 г. произошло извержение влк. Спур, вызвавшее бурное таяние ледников и лавины.

Юго-западную оконечность Аляскинского хр. составляют горы между озерами Чакачамна и Илиамна с высшей точкой — г. Редаут (3160 м). В структурном отношении эти горы образуют переходную область от Аляскинского хр. к вулканической гряде Алеутского хр. В этой области выделяется 3 крупных очага оледенения: **влк. Илиамна** с прилегающими горами, район влк. Редаут и район г. Блэк. Вершины вулканов покрыты снегом и льдом, и с них в разных направлениях спускаются долинные лед-



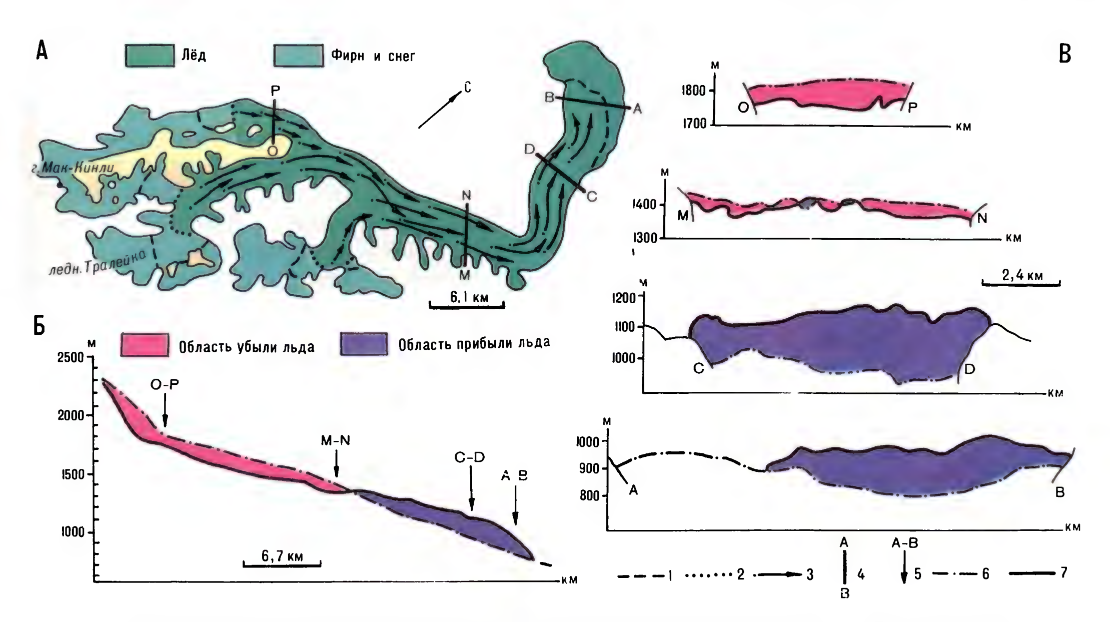
Северный склон вулкана Илиамна и ледник Тикседни

ники. Много ледников рассеяно и в окружающих горах. Всего на этом участке 37 ледников длиннее 8 км, их общая площадь 1945 км^2. Крупнейшие из них — *ледники Блокэйд, Шамрок, Тикседни.* Самый большой ледник, спускающийся с влк. Илиамна и оканчивающийся на высоте 75 м над ур. м., — *ледник Ред* (дл. 17 км, пл. 51 км^2). На ряде ледников вблизи вулканов Илиамна и Редаут встречаются слои пепла и лавы, свидетельствующие о недавних извержениях этих вулканов.

По сериям конечных и береговых морен отмечается наступание многих ледников Аляскинского хр. в середине и конце XIX столетия и их последующее отступание. На *леднике Гулкана* (дл. 8,5 км, пл. 19,3 км^2), расположенном на южном склоне Аляскинского хр. (63°15′ с. ш., 145°29′ з. д.), проводились исследования по программе МГД. Этот ледник отступает с 1875 г. по настоящее время. Только за период с 1910 по 1960 г. его конец отступил на 1,6 км и в нижней части стал тоньше на 120 м. В 1960-е годы ледник оканчивался на высоте 1160 м, граница питания располагалась на высоте 1800 м. С 1966 по 1970 г. баланс массы ледника был слегка отрицательным (в среднем −4,4 г/см^2 в год). За 1975—1980 гг. отрицательный баланс ледника был выражен более ярко — в среднем за этот период −48 г/см^2 в год, с колебаниями в отдельные годы от −8 до −102 г/см^2 [Fluctuations... 1985].

Среди ледников Аляскинского хр. большой интерес представляют пульсирующие ледники, периодические подвижки которых не согласуются с колебаниями климата. Таких ледников в пределах Аляскинского хр. выявлено 40. Их быстрые подвижки происходили в разное время. Больше всего пульсирующих ледников в районе г. Мак-Кинли — 17, в горах Тордрилло — 9, в районе г. Хейес — 7, в районе г. Кимбол — 6, в юго-западной части хребта — 1 [*Post.* 1969].

Классический пример пульсирующего ледника — *ледник Мулдроу,* берущий начало с северного склона г. Мак-Кинли. Это сложный долинный ледник, принимающий несколько крупных и множество мелких притоков. В 1956—1957 гг. произошла быстрая подвижка ледника. Началась она в мае 1956 г. на главном



Подвижка ледника Мулдроу (Аляскинский хребет) в 1956—1957 гг.: А — план ледника. Б — продольный профиль. В — поперечные профили. Условные обозначения: 1 — граница участка заметных изменений высоты поверхности; 2 — фирновая линия; 3 — горизонтальное смещение точек поверхности ледника между 1952 и 1957 гг.; 4 — положение поперечных профилей на плане; 5 — то же на продольном профиле; 6 — поверхность ледника в 1952 г.; 7 — то же в 1957 г. [*A. Post.* 1960]

притоке ледника Мулдроу — леднике Тралейка, в 6,4 км выше их слияния, где образовался огромный поперечный разлом. Ниже разлома скорости движения льда резко увеличились, возникло много трещин растяжения, и поверхность ледника сильно понизилась. Ниже по течению, наоборот, лед испытывал сжатие, трещины замкнулись, и поверхность повысилась. Граница между зонами растяжения и сжатия смещалась вниз по леднику со скоростью 300—350 м/сут. Скорость движения льда была меньше — от 80 до 120 м/сут. Язык ледника, имевший до этого все признаки отступания и деградации, вздулся до 150 м, покрылся многочисленными трещинами и за несколько месяцев 1957 г. продвинулся на 6,6 км. Края нижней части ледникового языка поднялись на 50 м над гребнями боковых морен и образовали ряд подпрудных озер между ледником и склонами долины. В верховьях, наоборот, поверхность понизилась в среднем на 60 м. В устьях притоков образовались ледопады, а их поверхность покрылась трещинами. В целом убыль льда в верховьях была примерно равна его приросту в концевой части ледника. Аналогичная картина была характерна и для ледника Медвежьего на Памире при его подвижках в 1963 и 1973 гг. Предполагается, что за последние 200 лет ледник Мулдроу продвигался не менее 4 раз с интервалом между подвижками 50 ± 10 лет [*Post.* 1960; *Harrison.* 1969; *Долгушин, Осипова.* 1982].

Широко известны также подвижки *ледников Суситна* в 1952—1953 гг. и *Блэк-Рэпидс* в 1936—1937 гг. Первый из них продвигался примерно на 4 км, второй за 3 месяца на 4,8 км. Оба они характеризовались теми же признаками, что и ледник Мулдроу во время подвижки. В 1970—1972 гг. была зарегистрирована подвижка *ледника Токозитна.* По петлям срединных морен на *леднике Йентна* предполагается подвижка этого ледника в прошлом [*Post.* 1965, 1969]. [*Denton.* 1975 f].

Горы Талкитна — это обособленное горное поднятие между горами Западный Чугач на юге и дугой Аляскинского хр. на севере. Сложены они по преимуществу гранитами, лавами и осадочными породами мезозойского возраста. Горы

сильно расчленены глубокими долинами и ущельями, между которыми поднимаются острые скалистые гребни. Все реки и ручьи начинаются с ледников в центре горного массива.

Большинство ледников расположено вдоль главного водораздела, высота которого 2000—2550 м, отделяющего бассейн р. Суситна на севере и западе от бассейна р. Матанускa на юге, а также на двух отрогах этого хребта, разделяющих бассейны рек Кашвитна, Шип-Крик и Талкитна. Полоса распространения ледников занимает 120 км с севера на юг и 80 км с запада на восток. Общая площадь оледенения гор Талкитна 800 км^2 [*Post, Meier*. 1980].

Преобладают небольшие долинные и каровые ледники. 7 ледников имеют длину более 8 км, а их общая площадь 212 км^2. Самый большой ледник (дл. 17,7 км и пл. 77 км^2) лежит в истоках р. Шип-Крик и оканчивается на высоте 900 м. *Ледник Чикалон* в истоках р. Чикалон имеет длину 14,5 км и площадь 33 км^2, *ледник Талкитна* — 11,6 км в длину и площадь 32 км^2. Оканчиваются они на высотах 1055 и 1295 м соответственно. Большинство мелких ледников не спускается ниже 1500—1700 м. Многие из них почти полностью покрыты мореной и не имеют областей питания. Ледник в истоках р. Мосс-Крик длиной почти 9 км на большем своем протяжении омертвел. Сохранилась лишь небольшая часть его области аккумуляции выше 1800 м. По-видимому, в последние десятилетия уровень снеговой линии повысился, и в настоящее время на большинстве ледников она лежит выше 1850 м. В результате многие ледники лишились области питания и омертвели [*Collins*. 1975].

Раздел 1б

АЛЕУТСКИЙ ХРЕБЕТ, ОСТРОВ КАДЬЯК И АЛЕУТСКИЕ ОСТРОВА

Алеутский хр., о. Кадьяк и Алеутские о-ва представляют собой надводные части гигантского поднятия между Алеутской впадиной Тихого океана и краевой депрессией Берингова моря. Это поднятие, протягивающееся на 1740 км с востока на запад, сложено комплексом дислоцированных и разбитых на блоки осадочных и вулканогенных пород по преимуществу мезозойского и кайнозойского возрастов. Высшими точками Алеутского хр. и Алеутских о-вов являются вулканические конусы и щиты. Всего здесь насчитывается 57 вулканов, из которых 27 действуют и в наше время. Подавляющее большинство современных ледников лежит на вершинах и склонах вулканов. На действующих вулканах они подвергаются периодическим разрушениям.

Климат Алеутских о-вов типичный морской, с мягкой зимой (средняя температура января от −2 до −11°) и прохладным летом (средняя температура июля ниже +13°). В течение круглого года характерны туманы, облачность, сильные ветры. К востоку и северу климат становится более континентальным. Годовое количество осадков колеблется от 1500 мм на юге до 800 мм на севере. Высота снеговой линии также меняется от 900—1100 м на южной стороне гор до 1200—1500 м на северной.

На **Алеутском хр.** и других горах Аляскинского п-ова ледники занимают площадь 1250 км^2 [*Post, Meier*. 1980]. Среди них — 27 ледников длиной более 8 км. Ледники сосредоточены в следующих районах (с северо-востока на юго-запад): в национальном парке Катмай, на горах Хигинагак и Айс-Пик, в кратере Аниакчак, на г. Вениаминова и на соседних вершинах, в районе г. Павлова. Мелкие ледники рассеяны также в других частях Алеутского хр.

В национальном парке Катмай 17 ледников имеют длину более 8 км, самый большой из них — *ледник Хеллоу* (дл. 19 км, пл. 88 км^2). Район объявлен национальным памятником в связи с уникальным сочетанием современного вулканизма и оледенения.

Влк. Катмай (2298 м) длительное время не проявлял признаков активности, но в июне 1912 г. произошло мощнейшее извержение, которое срезало вершину горы вместе с покрывавшим ее ледяным куполом и обезглавило стекавшие с него ледники. На ее месте образовалась вершинная кальдера глубиной 800 м и диаметром 4 км. Обезглавленные ледники вначале окружали кальдеру ле-

дяными обрывами, но затем они отступили от края кальдеры и потеряли с ней связь. Через 30 лет после извержения два маленьких вновь образовавшихся ледника спускались в кальдеру до уровня заполнявшего ее озера. Одновременно с извержением влк. Катмай обширная долина к северо-западу от него, ранее заросшая травой и деревьями, покрылась многочисленными небольшими вулканическими кратерами, извергавшими пепел и газы, за что и получила название «Долина десяти тысяч дымов». В национальном парке Катмай ледники есть и на многих других вулканах: Мартин, Магейк, Трайдент, Маунт-Григс, Денисон, Кука и др. с высотами от 1844 до 2326 м.

Г. Дуглас (2328 м), поднимающаяся обособленным пиком в северо-восточной части национального парка Катмай близ берега залива Кука, покрыта шапкой снега и льда, с которой радиально растекаются выводные ледники. 5 из них имеют длину от 8 до 14 км, концы некоторых ледников расширяются до 4 км. *Ледник Споттед,* спускающийся по северному склону г. Дуглас, имеет длину 13 км и оканчивается на высоте 80 м над ур. м., не доходя до залива Кука всего 1,6 км.

Влк. Чигинагак (2434 м) расположен в верховьях одноименного залива (57°10′ с. ш., 157° з. д.). Его вершина покрыта снегом и льдом, сквозь который местами пробиваются фумаролы. В 30 км к северо-востоку от него поднимается влк. Айс-Пик (1370 м), вершина которого на площади 6,5 км^2 покрыта льдом. Один ледниковый язык стекает на восток на 9 км. 8 небольших ледников, расположенных вблизи этого вулкана, имеют общую площадь 1,6 км^2.

Кратер Аниакчак (1350 м) — активный вулкан с вершинным кратером диаметром 10 км. Участок льда около 0,6 км^2 есть у южного края кратера, и несколько небольших ледников расположено вне кратера на южном склоне. Лед заполняет также кратер сыновнего конуса внутри кратера Аниакчак.

Влк. Вениаминова (2575 м) извергался в 1892 и 1939 гг. Его огромный кратер заполнен ледником диаметром 8—10 км, от которого в разных направлениях стекает 4 ледниковых языка длиной от 8 до 18 км и несколько менее крупных. Есть также небольшие ледники в горах к юго-западу и северо-востоку от этого вулкана.

Влк. Павлова (2731 м) и окружающие его 6 стратовулканов, большинство из которых действующие, несут на себе покров снега и льда. От обширной снежно-ледяной мантии, покрывающей вулканы Павлов, Малый Павлов, Павлов-Систер, площадью около 130 км^2 растекаются широкие лопасти ледниковых языков, длина 3 из них более 8 км. Мелкие ледники встречаются и на склонах других соседних вершин. Они часто замаскированы покровом из пепла и других продуктов извержений вулканов.

О. Кадьяк, отделенный от Аляскинского п-ова проливом Шелехова, в структурном отношении является продолжением горной системы Кенай-Чугач, но рассматривается здесь в связи с близостью его к национальному парку Катмай. Остров длиной около 150 км и шириной до 80 км так сильно изрезан фьордами, что ни одна точка на острове не лежит далее 30 км от берега. Современные ледники существуют лишь в самых высоких внутренних частях острова с высотами более 1000—1300 м. Высота фирновой линии колеблется от 900 до 1200 м. В горах острова насчитывается 40 ледников карового и карово-висячего типов, и только один из них имеет длину более 3 км. Этот безымянный ледник лежит на 57°22′ с. ш. и 153°19′ з. д.

Ледники **Алеутских о-вов** лежат главным образом на вулканах. Их общая площадь около 960 км^2.

О. Унимак — самый восточный и самый большой из Алеутских о-вов, от Аляскинского п-ова его отделяет узкий и мелководный Исаноцкий пролив. В центре этого острова поднимается действующий влк. Шишалдин (2874 м), покрытый мантией снега и льда. Ледники есть также на влк. Исаноцкий (2486 м), на влк. Роунд-Топ (1876 м) и на влк. Погромный (2300 м). На последнем площадь оледенения около 26 км^2.

На **о. Уналашка** ледники занимают бóльшую площадь, чем на любом другом из Алеутских о-вов. На влк. Макушин (2036 м) несколько ледниковых языков спускается до 300 м над ур. м. Есть ледники и на других вершинах острова.

На **о. Умнак** с влк. Речешный (1984 м) спускается 7 долинных ледников. В вершинной кальдере влк. Всевидова (2123 м) на том же острове начинаются два долинных ледника; есть еще несколько мелких ледников и глыбы льда на южном обводе кальдеры Окмок (1079 м).

К западу оледенение уменьшается. Несколько небольших ледников есть на влк. Коровинский (1479 м) на **о. Атка.** Кратер влк. Большой Ситкин (1740 м) на одноименном острове окружен льдом, и по его склонам спускается еще 6 маленьких независимых ледников. Ледники длиной до 2,5 км спускаются по склонам влк. Танага (2126 м). Два ледника есть на влк. Горелый (1637 м). **О. Кыска** — самый западный в Алеутском архипелаге, на котором есть маленький отмирающий ледник на влк. Кыска (1220 м).

Специальных исследований на ледниках Алеутских островов не проводилось, но, судя по повторным АФС, они находятся примерно в равновесном состоянии, если не считать воздействия на них вулканических извержений.

[*Denton.* 1975 h]

Глава 2

ВОСТОЧНАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА

Раздел 1

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ

Скалистые горы, являющиеся главным водоразделом между Тихим и Атлантическим океанами, тянутся почти на 3,5 тыс. км по территории США и Канады, от гор Сангре-де-Кристо на юге до обращенной к югу излучины р. Лиард (59 — 60° с. ш.) на севере. Они сложены в основном осадочными породами палеозойского и мезозойского возрастов с интрузиями гранитов. В кайнозое горы испытали глыбовые поднятия и были глубоко расчленены разломами и последующей эрозией на отдельные блоки, поднятые на разную высоту и разделенные глубокими понижениями между ними. Плейстоценовое оледенение оставило яркие следы в виде многочисленных каров, цирков, остроконечных пиков и гребней, глубоких трогов, наиболее ярко выраженных в самых высоких частях хребтов. Здесь же сосредоточена и основная масса современных ледников.

Оледенение Скалистых гор рассматривается нами с юга на север по двум крупным участкам: Скалистые горы на территории США и Скалистые горы на территории Канады.

Скалистые горы на территории США образуют восточную окраину пояса Кордильер. Ряд массивов превышает 4000 м (г. Элберт, 4399 м, г. Бланка-Пик, 4364 м, и др.). К западу от них лежат обширные плато и плоскогорья высотой 1000 — 2000 м (Колумбийское плато, Большой Бассейн, плато Колорадо), отделяющие Скалистые горы от хребтов Тихоокеанской системы. В Скалистых горах зарождаются крупнейшие реки США — Колорадо и Колумбия, текущие в Тихий океан, и Миссисипи и Миссури, текущие в Атлантический океан.

Атмосферных осадков в Скалистых горах выпадает гораздо меньше, чем в горах Тихоокеанской системы, снеговая линия лежит значительно выше. Поэтому ледники встречаются здесь только на самых высоких горных вершинах и массивах, будучи рассеяны мелкими группами на больших расстояниях друг от друга.

В Скалистых горах на территории США 319 ледников общей площадью 78,9 км^2 [*Graf.* 1977]. Ниже дается краткая характеристика основных очагов оледенения. В южной части Скалистых гор мелкие ледники и многолетние снежники рассеяны по горным пикам Боулдер, Денвер, Элберт и Бланка-Пик, поднимающимся выше 4000 — 4300 м.

На **хр. Уосатч** в глубоком цирке на восточном склоне г. Темпоногос (3852 м) лежит ледник длиной 0,9 км, шириной 0,3 км, спускающийся на север с высоты 3365 м до 3158 м в оз. Эмеральд. Питается он главным образом лавинами и навеянным снегом.

Разрозненные ледяные тела были обнаружены по АФС на **хр. Соут** (44 — 44°07′ с. ш., 115° з. д.) на высотах между 3200 и 3600 м.

На **Передовом хр.** Колорадо между 40° и 40°20′ с. ш. и 105°40′ — 105°50′ з. д. расположено около 30 ледников общей площадью 15,5 км^2. Преобладают ледники

размерами менее 0,5 км². Ледники занимают преимущественно кары северной и восточной экспозиций на высотах 3600 — 3800 м, получая основное питание за счет лавин и навевания снега господствующими западными ветрами. В первую половину XX в. ледники отступали. Так, *ледник Арапахо* с 1898 по 1960 г. отступил на 210 м, поверхность понизилась на 30 м, площадь сократилась на 25%. Позднее отступание на большинстве ледников прекратилось, а некоторые из них стали наступать и увеличиваться в объеме (*ледники Андрюс* и *Тиндаль*).

На **хр. Уинд-Ривер** (между 43° и 43°30′ с. ш., 109°30′ и 110° з. д.) расположен наиболее крупный очаг современного оледенения в Скалистых горах на территории США. Здесь 63 ледника общей площадью 44,5 км². Ледники в основном небольшие, карового типа, но есть также довольно крупные долинные ледники и ледники цирков. 7 ледников — *Ганнетт, Динвуди, Маммот, Найт-Поинт, Эрмонг, Сакагава* и *Хелен* — имеют площади от 1,6 до 4,6 км². Ледники распространены по всему хребту, но бóльшая их часть и самые крупные из них сосредоточены к востоку от главного водораздела, в районе между горными вершинами Фремонт-Пик (4185 м) и Ганнетт-Пик (4202 м) и к северу от Ганнетт-Пика. *Ледник Ганнетт* (пл. 4,57 км²) — самый большой в этом районе. Его эволюция известна с конца прошлого века. До 1950 г. он все время отступал. Общее отступание составило 575 м. Однако скорость отступания после 1940 г. резко упала с 20 до 4 м в год.

Ледник Динвуди (дл. 2,4 км, пл. 3,5 км²) лежит в обширном цирке на восточном склоне водораздельного гребня, к юго-востоку от Ганнетт-Пика. До 1950 г. ледник также отступал, но в 1950 г. вещественный баланс ледника был положительным: аккумуляция 198 г/см², абляция 129 г/см², баланс +69 г/см² [*Meier*. 1961].

13 крупнейших ледников района с конца прошлого века потеряли в среднем около 17% площади. В целом на хр. Уинд-Ривер из 20 ледников в 1961 г. продолжало отступать 90% и 10% были стабильными.

В Большом Титонском национальном парке (штат Вайоминг), в группе гор Титон (43°55′ с. ш., 110°52′ з. д.), известно 12 ледников общей площадью 2,0 км². Бóльшая их часть расположена в цирках северной и восточной экспозиций на средней высоте около 3200 м. Самый большой и самый известный из них — *ледник Титон* — лежит в цирке на восточном склоне хребта между пиками Гранд-Титон (4190 м) и Овен. Длина ледника 900 м, ширина около 300 м, максимальная толщина 200 м. В питании ледника значительная роль принадлежит навеянному снегу и лавинам. С конца прошлого столетия до 1954 г. конец ледника отступил на 225 м. Объем его заметно уменьшился. Между 1954 и 1963 гг. ледник продолжал медленно отступать, но в верховьях его толщина стала увеличиваться. Между 1963 и 1966 гг. поверхность на всей площади ледника повысилась еще на 0,6 — 2,5 м, и начал продвигаться его конец [*Reed*. 1967].

В горах Биг-Хорн (44°44′ с. ш., 107°30′ з. д.) на высоте около 3600 м лежат 2 маленьких ледника общей площадью 0,3 км². Несколько мелких ледников общей площадью 0,7 км² есть на хр. Абсарока (44°38′ с. ш., 110°15′ з. д.). В горах Бэр-Тоот (45°11′ с. ш., 109°48′ з. д.) 40 ледников общей площадью 10,8 км². Самый крупный из них — *ледник Грассхоппер* (дл. ок. 1,6 км) — в широком цирке на северном склоне г. Гранит-Пик (3918 м). Он оканчивается на высоте 3300 м 15-метровым обрывом. Этот ледник легкодоступен и часто посещается туристами. В горах Крейзи 3 ледника общей площадью 0,5 км² лежат на высоте 3050 м. В горах Кабинет, Флатхед, Шван и Миссион, расположенных к юго-западу от национального парка Глейшер и к северу от 47° с. ш., известно 10 ледников общей площадью 1,7 км². Лежат они в карах на высотах от 2200 до 2430 м. В первую половину XX в. ледники сокращались.

В северо-восточной части штата Монтана, на границе с Канадой, расположен национальный парк Глейшер. В его состав входит континентальный водораздельный хр. Льюис с пиками выше 3300 м. На территории парка 53 ледника общей площадью 13,8 км². Большинство из них

мелкие каровые, и только 6 ледников имеют размеры более 0,5 км^2.

Ледник Гриннел (пл. 1,1 км^2) лежит на восточном склоне главного водораздела, в глубоком цирке, его конец обрывается в озеро. Питание он получает главным образом за счет концентрации в цирке метелевого снега. За ледником ведутся систематические наблюдения. В 1900 г. он имел толщину около 100 — 120 м, площадь 2,43 км^2. К 1937 г. его площадь сократилась до 1,33 км^2 (на 40%), а объем уменьшился примерно наполовину. К 1950 г. объем ледника сократился до современного. В 1950, 1951, 1954 и 1959 гг. баланс ледника был положительным, а в остальные годы до 1965 г. он был или нейтральным, или слабоотрицательным.

Ледник Сперри — самый большой в национальном парке Глейшер. Его эволюция в XX в. сходна с эволюцией *ледника Гриннелл*. В 1900 г. *ледник Сперри* имел площадь 3,39 км^2, в 1938 г. — 1,58 км^2, а в 1946 г. — только 1,34 км^2. Отступание конца ледника продолжалось до 1949 г. со средней скоростью 14 м в год. С 1950 г. отступание замедлилось, а в верховьях ледника поверхность начала повышаться.

[*Dyson*. 1952; *Denton*. 1975; *Craf*. 1977]

Скалистые горы на территории Канады протягиваются почти на 1500 км от границы с США на юге (49° с. ш.) до обращенной к югу излучины р. Лиард между 59 и 60° с. ш. Они поднимаются над восточными предгорьями почти непрерывной стеной субпараллельных горных хребтов и массивов с гребнями и пиками, превышающими 3000 м. С юго-западной стороны их ограничивает гигантский Ров Скалистых гор, в котором заложены долины верхнего течения рек Колумбии, Фрейзер, Пис-Ривер и их притоков. Ширина горной системы на юге и севере достигает 100 — 150 км, но в средней части, где ее пересекает сквозная долина р. Пис-Ривер, она сужается до 40 км и понижается до 1000 — 2000 м. Основная масса современных ледников Скалистых гор на территории Канады сосредоточена в их наиболее высоких северной и южной частях.

В Канадских Скалистых горах распространены почти все типы горных ледников. К горно-покровным ледникам могут быть отнесены довольно обширные фирновые поля с вытекающими из них языками выводных ледников. В отличие от типичных ледяных куполов они в основном заполняют понижение между хребтами или высокими плато, а их движение контролируется подледной топографией. Примерами могут служить *Колумбийское ледяное поле,* ледяные *поля Вапутик-Вапта, Лайель-Монс, Хукер* и др. Широко распространены долинные ледники альпийского типа, каровые ледники, ледники вершин и висячие ледники склонов. Встречаются также возрожденные ледники, питающиеся в основном за счет обвалов концов висячих ледников и лавин.

Исследования ледников в Канадских Скалистых горах были начаты в середине XIX в., но до последнего времени носили рекогносцировочный характер, и только в период МГГ и МГД на нескольких ледниках проводились комплексные гляциологические исследования. Большое значение для выявления ледников имели АФС 1950-х и 60-х годов, а в последнее время съемки из космоса. Однако полный каталог ледников Скалистых гор еще не составлен, и приводимые цифры об их числе и площади приблизительны. Ниже дается обзор основных очагов оледенения Канадских Скалистых гор с юга на север.

Между 49-й параллелью и перевалом Кроус-Нест, по которому проходит южная трансканадская железная дорога, лежит всего один маленький ледник на границе с США. От перевала Кроус-Нест до перевала Кикинг-Хорс, также пересекаемого железной дорогой, лежит почти непрерывный ряд ледников по гребню хребта от г. Абруцци (3260 м) до г. Сэр-Дуглас (3407 м) на протяжении около 40 км. Наиболее значительные из них имеют длину 2 — 4 км. Между г. Сэр-Дуглас и г. Ассинибойн (3618 м) есть несколько маленьких ледников. В горной группе г. Ассинибойн много ледников на северном и восточном склонах, самый большой из них длиной 3 км. Несколько мелких ледников есть в горной группе г. Болл, ни один из них не превышает в длину 1,5 км. Наиболее оледенелый участок на этом отрезке Скалистых гор рас-

положен близ перевала Кикинг-Хорс, где поднимаются пики Дельтаформ (3422 м), Хунгабе (3489 м) и Виктория (3462 м). Здесь известны *ледники Венкчемна, Виктория, Лефрой* и много безымянных. Много небольших ледников и на г. Гудзир (3563 м) и соседних пиках выше 3000 м.

Ледник Венкчемна длиной всего 1,6 км, но ширина его фронта около 4,8 км, площадь более 5 км^2. Бóльшая часть поверхности ледника закрыта чехлом морены, предохраняющим его от таяния. В 1904 г. ледник медленно продвигался в лес. В 1953 г. морена была еще надвинута на стоящие перед ее фронтом деревья, но сам ледник имел признаки отступания. В последующие годы фронт ледника оставался в стационарном положении.

Ледник Виктория начинается на перевале Аббот (2922 м) и спускается до 1800 м. Его конец покрыт толстым слоем морены. С конца прошлого века к 1977 г. конец ледника отступил на 754 м. *Ледник Лефрой* с середины XIX в. отступил к 1972 г. на 490 м. С 1972 г. мощность ледника стала увеличиваться, а фронт медленно наступать.

Между перевалами Кикинг-Хорс и Йеллоухед горы достигают наибольших высот, и здесь сосредоточена основная масса ледников Канадских Скалистых гор. Вдоль главного водораздела ледники сгруппированы в 6 основных очагов. Это ледяные поля Вапутик-Вапта, Фрешфилд, Лайель-Монс, Колумбийское, Чаба-Клеменсо и Хукер. Мелкие и средних размеров ледники есть и вне этих очагов оледенения.

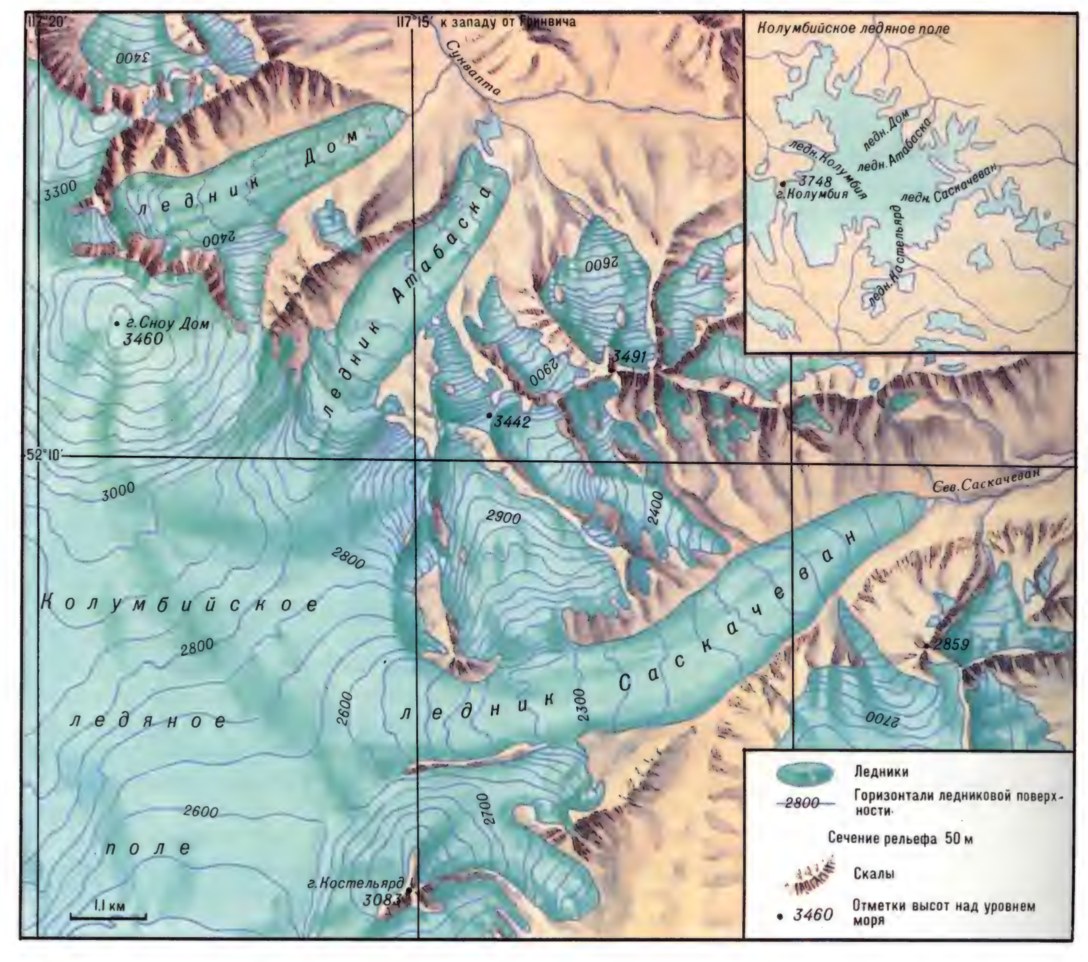
Ледяные поля Вапутик-Вапта. *Ледяное поле Вапутик* вместе с выводными ледниками занимает около 52 км^2. Две трети ледяного поля лежит к западу от водораздела, одна треть — к востоку. С восточной части стекают *ледники Бат, Вапутик, Бальфур,* с западной — *Найлс, Дэйли, Фейри, Диаблерт.* Ледник Бальфур течет на северо-восток с покрытых льдом южных и юго-восточных склонов г. Бальфур (3275 м). Расположенный к северу перевал, разделяющий ледяные поля Вапутик и Вапта, постоянно покрыт снегом. *Ледяное поле Вапта* имеет площадь 65 км^2. Оно пересечено несколькими скалистыми гребнями, которые делят его на отдельные, связанные между собой бассейны. С ледяного поля Вапта стекают ледники: на юг — *Хэйбл, Йохо, Вультур,* на северо-восток — *Боу, Пейто,* на север — *Бэйкер.*

Ледник Йохо в 1904 г. имел площадь области аккумуляции около 16 км^2, а язык живописным ледопадом спускался до высоты 1730 м. К 1945 г. он далеко отступил в глубь долины и сейчас является висячим. *Ледник Боу* расположен в национальном парке Банф, в 2 км к юго-западу от оз. Боу. До 1933 г. ледник отступал. Позднее отступание резко замедлилось. В 1953 г. конец ледника был на высоте 2400 м.

Ледник Пейто (51°40′ с. ш., 116°35′ з. д.) расположен на восточном склоне главного водораздела Канадских Скалистых гор в национальном парке Банф. Он начинается обширным трехкамерным фирновым бассейном, соединенным с ледяным полем Вапта, и оканчивается широким, крутым и коротким языком. Высшая точка фирнового бассейна 3185 м, высота конца ледникового языка 2125 м, средняя высота границы питания 2665 м. В месте слияния трех истоков ледника на высотах 2350 — 2450 м расположен крутой ледопад с множеством трещин. Ниже, хотя ледник остается довольно крутым (в среднем 13°), трещин меньше. Сужающийся клином узкий и крутой конец ледникового языка обрамлен высокой конечной мореной с ледяным ядром. Общая площадь ледника Пейто 35,5 км^2, из них фирновая область занимает 22,1 км^2, область абляции 13,4 км^2.

На леднике Пейто велись наблюдения по программе МГД. С 1965 по 1974 г. 5 лет было с положительным балансом, 4 года — с отрицательным, но в целом за 9 лет баланс был слабоотрицательным (−18 г/см^2 в год), и ледник потерял 21,5 млн т льда. За эти годы средний удельный зимний баланс ледника составил +153 г/см^2 (от +124 до +206 г/см^2 в год). За последующие 4 года существенных изменений в эволюции ледника не произошло [*Young, Stanley*. 1976; *Young*. 1981].

В районе г. Паттерсон расположено несколько ледников, имеющих общую фирновую область, и несколько независимых.



Выводные ледники с Колумбийского ледяного поля: Саскачеван, Атабаска, Дом.
Составила Н. М. Зверкова

Ледяное поле Фрешфилд площадью около 100 км² вытянуто в северо-западном направлении на высотах между 2100 и 3000 м. С него спускается выводной *ледник Фрешфилд* (дл. 13 км). Между 1902 и 1953 гг. конец ледника отступил на 1360 м. С ледяным полем Фрешфилд соединяются истоки еще нескольких ледников. Есть в этом районе и независимые ледники, а также самостоятельное *ледяное поле Кэмпбелл* площадью 15,6 км².

Ледяное поле Монс площадью 25 км² делится водораздельным гребнем на две равные части. С него стекают *ледники Восточный, Юго-Восточный* и *Юго-Западный Лайель. Ледники Северный Лайель* и *Александра* независимы. Ледник Юго-Восточный Лайель с 1858 по 1953 г. отступил на 1,5 км.

Ледяное поле Монс площадью 25 км² лежит к востоку от главного водораздела и соединено с ледяным полем Лайель покрытым льдом гребнем. С этого поля спускается ледник Монс, который до 1902 г. соединялся с ледником Юго-Восточный Лайель, но позднее ледники разделились и отступили.

Между ледяным полем Лайель и перевалом Томпсон расположена группа ледников в районе г. Александра (3419 м) и г. Спринг-Райс (3276 м) — *ледники Северный Райс, Восточный Райс* и Александра.

Колумбийское ледяное поле — самое большое в Скалистых горах. Его площадь вместе с выводными ледниками около 325 км², толщина 360 — 640 м. Центральный резервуар ледяного поля лежит на высотах от 2500 до 3200 м, между пиками Сноу-Дом (3460 м), Колумбия (3748 м) и Кастельярд (3083 м). На северо-запад от него отходит узкий плоский отрог высотой 3200 м, сплошь

покрытый снегом и льдом. Три главные долины, радиально расходящиеся от центрального резервуара, заняты *ледниками Колумбия, Атабаска* и *Саскачеван.* Первый из них стекает на северо-запад и служит истоком р. Атабаска, второй дает начало р. Сунвапта, с третьего начинается р. Сев. Саскачеван. Ряд ледников южного и юго-восточного склонов принадлежит бассейну р. Колумбия. Таким образом, Колумбийское ледяное поле дает сток талых вод сразу в три океана — Северный Ледовитый, Атлантический и Тихий. Из-за очень крутых склонов плато, занятого Колумбийским ледяным полем, многие выводные ледники спускаются с него крутыми ледопадами. Часто ледяные языки обрываются и обрушиваются вниз, образуя у подножий склонов возрожденные ледники. Примером возрожденного ледника может служить *ледник Дом,* расположенный к северо-востоку от г. Сноу-Дом. Ледники этого типа обычно сильно заморенены, что уменьшает интенсивность их таяния, несмотря на низкое гипсометрическое положение.

После сооружения в 1940 г. шоссейной дороги между городами Джаспер-Плейс и Банф, которая прошла по живописнейшим местам национальных парков Джаспер и Банф, Колумбийское ледяное поле, и особенно ледники Атабаска и Саскачеван, превратилось в Мекку не только для гляциологов, но и для многочисленных туристов.

Ледник Атабаска (дл. 9,3 км, пл. 15 км^2) спускается с Колумбийского ледяного поля на северо-восток по глубокой долине, образуя три ледопада на высотах 2500 — 2700, 2380 — 2470 и 2260 — 2360 м. Ниже последнего из них поверхность ледника выполаживается. Язык ледника, длина которого около 6,5 км, оканчивается на высоте 1950 м. Толщина льда увеличивается от 70 — 90 м у конца до 300 м у подножия нижнего ледопада. Скорость движения льда возрастает от 15 м/год у конца до 80 м/год под ледопадом. Средняя годовая абляция около 400 г/см^2. Полный оборот массы в леднике около 150 лет. Ледник Атабаска теплый — температура льда на глубине 10 м около −0,5°. Язык ледника почти на всем протяжении окаймлен береговыми моренами высотой до 50 — 60 м, а ниже конца располагается серия конечных морен. С середины XIX в. ледник отступает. К 1977 г. он стал короче на 1,2 км, поверхность его языка понизилась на 50 — 60 м, потеря льда составила около $^1/_3$ начального объема. У конца ледника образовалось озеро площадью около 0,8 км^2. С 1959 по 1971 г. поверхность ледникового языка ниже 2370 м понизилась в среднем на 3,24 м, а объем уменьшился на 23,7 млн м^3.

Ледник Атабаска — один из самых легкодоступных ледников Канадских Скалистых гор. Автомобильная дорога проходит в непосредственной близости от его конца, откуда открывается красивейшая панорама гор и ледников. На вездеходе можно подняться по языку ледника почти до нижнего ледопада. Не мудрено, что ледник Атабаска стал одним из главных туристских объектов в национальном парке Джаспер [*Paterson.* 1971; *Reid, Charbonneau.* 1975; *Kite, Reid.* 1977].

Ледник Саскачеван спускается с Колумбийского ледяного поля на восток и служит истоком р. Сев. Саскачеван. Он расположен на территории национального парка Банф. Общая площадь ледника 37,6 км^2, из них 23,3 км^2 относится к области питания, расположенной на высотах от 2440 до 3440 м. Длина ледникового языка, спускающегося до 1780 м, около 9 км, средний уклон его поверхности 3,5°, а на конце — 12°. От скалистого гребня, отделяющего часть фирнового поля, протягивается срединная морена. На конце ледникового языка она сливается с боковой левобережной мореной. Остальная поверхность ледникового языка сравнительно чистая. Максимальной толщины (460 м) ледник достигает под ледопадом на высоте 2250 м. Высота фирновой линии колеблется от 2440 до 2530 м. Наблюдения за балансом массы ледника проводились только на языке ниже 2270 м. Средняя годовая абляция на конце языка около 6 м. С 1963 по 1971 г. баланс массы был отрицательным. За этот период поверхность ледника понизилась на 8 м, а потеря льда составила 124,4 млн т. С конца XIX в. до 1953 г. ледник отступил на 1,4 км, а между 1953 и 1963 гг. еще на 250 м. Мед-

ленное отступание конца продолжается. В связи с легкой доступностью ледник Саскачеван также является одним из туристских объектов [*Meier*. 1960].

Ледник Колумбия спускается на северо-запад с Колумбийского ледяного поля крутым ледопадом. У подножия ледопада образуются ярко выраженные огивы. На высоте 2100 м скалистый ригель почти полностью перегораживает ледник, и расположенный ниже в глубокой долине ледниковый язык питается главным образом ледяными обвалами и лавинами. Длина ледникового языка ниже ледопада около 5,5 км. Ледник оканчивается в приледниковом озере на высоте 1500 м. Озеро площадью около 0,8 км^2 опоясано серией конечных морен. Их продолжением служат береговые морены, сопровождающие язык ледника вплоть до ледопада. Внешняя конечная морена фиксирует положение конца ледника в середине XIX в. К середине XX в. конец ледника отступил почти на 1 км, а поверхность языка понизилась на 120—150 м. Только между 1919 и 1949 гг. это понижение составило 90—100 м, и в нижних 5,5 км ледник потерял 330 млн т льда. Между 1949 и 1980 гг. конец ледника отступил еще на 0,5 км.

Севернее Колумбийского ледяного поля, в районе г. Альберта, на высоком отроге между реками Сунвапта и Атабаска есть несколько ледников, некоторые из них заморенены.

Еще севернее лежит *ледяное поле Чаба-Клеменсо*. Из фирнового бассейна Чаба вытекает крупный *ледник Чаба* и несколько небольших. Скалистый гребень отделяет от ледяного поля Чаба ледяное поле Клеменсо — фирновую область одноименного ледника, главный ствол которого имеет длину 6 км.

Ледяное поле Хукер, отделенное от ледяных полей Чаба и Клеменсо перевалом Фортресс и долиной р. Вуд, состоит из многих долинных ледников средних размеров со слившимися фирновыми бассейнами. В окрестностях ледяного поля Хукер и к северу от него есть независимые ледники.

Севернее перевала Вирлпул ледников становится больше, и их размеры увеличиваются. Вокруг г. Симон-Пик (3323 м) и прилегающих пиков много ледников средних размеров с многочисленными живописными ледопадами. Самые большие из них — *ледники Беннингтон* и *Мастодон* — имеют длину по 4 км, остальные мельче. Мелкие ледники есть в районах пиков Виста и Буцефалус.

На описываемом участке Скалистых гор (между перевалами Кикинг-Хорс и Йеллоухед), к востоку от главного хребта, ледники есть на хр. Соубек, в горах Слэйт и в горах между реками Боу и Сев. Саскачеван. 4 ледника имеют длину от 2,5 до 4 км. *Ледник Гектор* длиной 2,5 км спускается на северо-восток по восточному склону долины р. Уппер-Боу. Фирновая область ледника имеет площадь около 9 км^2 и расположена на высотах от 2300 до 3300 м. Между 1904 и 1965 гг. ледник Гектор отступил на 0,6 км. Ледники есть также и на других горных пиках этого района, поднимающихся выше 3000 м.

На *леднике Рэм-Ривер* в истоках одноименной реки в 1964—1965 гг. годовая аккумуляция составила около 100 г/см^2. За период с 1965 по 1970 г. баланс массы ледника был отрицательным (в среднем — 48 г/см^2 в год) [*Fluctuations*... 1985].

В горах между реками Сев. Саскачеван и Брезо к востоку от главного хребта много ледников небольших размеров. Ледниковый комплекс на г. Уилсон (3250 м) длиной до 6,5 км — самый крупный. Кроме того, ледники есть на других горных вершинах. Много ледников лежит в горах между реками Брезо и Атабаска. Крупнейшее здесь ледяное *поле Брезо,* расположенное на склонах и между пиками Брезо (3471 м), Генри Мак-Леод (3289 м) и Уоррен (3308 м). Есть ледники и в горах вокруг оз. Малигн, а также в истоках рек Роки и Соутек на г. Балинхард (3130 м).

На этом же участке Скалистых гор, к западу от водораздельного хребта, ледники есть в верховьях многих рек. Крупные ледники спускаются по западным склонам пиков Буш (3284 м), Царь (3424 м), Шеклтон (3292 м).

На участке Скалистых гор от перевала Йеллоухед до 54° с. ш. (г. Сэр-Александер) значительное оледенение сосредоточено между 53° и 53°30′ с. ш. Снеговая линия в этом районе проходит на высотах 2300—2500 м, осадков выпадает



Ледники горы Робсон и озеро Берг в Канадских Скалистых горах

около 2000 мм в год. Здесь есть несколько ледяных полей и независимые ледники на горных вершинах, поднимающихся выше 2800 м. Самая высокая из них — г. Робсон (3954 м). Западный и южный склоны г. Робсон обрываются отвесными стенами, и ледников здесь нет. Из цирка противоположного склона горы крутые висячие ледники питают ледяными лавинами верховья *ледника Робсон* (дл. ок. 13 км), оканчивающегося на перевале Робсон в лесу. С конца XVIII в. ледник отступил более чем на 1 км и стал много тоньше.

С г. Робсон и примыкающего к нему горного гребня к оз. Берг живописным ледопадом спускается *ледник Берг*. От его конца отламываются небольшие айсберги — это одно из красивейших мест в Канадских Скалистых горах.

Расположенное в этом районе ледяное *поле Риф* разделено скалистыми гребнями на отдельные камеры с вытекающими из них выводными ледниками. Два ледника на южном склоне спускаются крутыми живописными ледопадами. На восток течет *ледник Степ,* на запад — *ледник Колеман.*

С г. Чоун (3332 м) стекает *ледник Чоун* длиной примерно 7 км, достигающий высоты 1650 м. К северо-западу от него лежит ледяное *поле Рестхавен* (7×5 км), окруженное высокими горами. Это слившиеся фирновые бассейны нескольких долинных ледников, спускающихся через ущелья в окружающих горах живописными ледопадами.

На г. Сэр-Александер (3274 м) есть многочисленные ледники средних размеров, а на соседних горах — мелкие.

К северу от 54° с. ш. до р. Пис-Ривер, пересекающей Передовой хр. Скалистых гор под 56° с. ш., горы сильно понижаются, и здесь ледников нет. Севернее р. Пис-Ривер горы вновь становятся выше, и на них появляются мелкие ледники. Близ 58° с. ш. поднимается горный массив Ллойд-Джордж (2987 м), на котором лежит ледяное поле площадью около 110 км^2. С него в разных направлениях спускаются ледниковые языки, самый длинный из которых — *Ллойд-Джордж* длиной 8 км. Ниже всех (до 1220 м) серией ледопадов спускается *ледник Ллэнберис.* [*Heusser.* 1956; *Denton.* 1975 j; *Gardner.* 1978]

Раздел 2

ВНУТРЕННИЕ ХРЕБТЫ БРИТАНСКОЙ КОЛУМБИИ

Внутренние хребты Британской Колумбии лежат между Береговым хр. Запад-

ной горной системы и Канадскими Скалистыми горами. К югу от 60° с. ш. Внутренние хребты расположены близ Скалистых гор и достигают примерно такой же высоты. От Берегового хр. их отделяет на юге Внутреннее плато, на севере — Центральное плато. Внутренние хребты сложены в основном толщами докембрийских осадочных пород с более поздними интрузиями пород изверженного комплекса. Плато, отделяющие их от Берегового хр., сложены главным образом породами мезозойского возраста.

Внутренние хребты получают сравнительно много осадков, тогда как плато к западу от них суше из-за теневого эффекта Берегового хр.

Ледников много в Колумбийских горах, которые лежат между Скалистыми горами на востоке, Внутренним плато на западе и р. Фрейзер на севере. Рельеф Колумбийских гор имеет альпийский облик; глубокие и широкие диагональные долины разделяют их на 4 крупные части: горы Селкерк (высшая точка г. Сэр-Санфорд, 3532 м), хр. Перселл (высшая точка г. Фарнем, 3468 м), горы Карибу (высшая точка г. Сэр-Уилфред-Аорье, 3581 м) и горы Монаши (высшая точка на юге — 2972 м, на севере — 3216 м).

Горы Селкерк и хр. Перселл отделены от главного хребта Скалистых гор глубоким и широким Рвом Скалистых гор, занятым верхним течением р. Колумбии. Здесь выпадает от 1250 до 2500 мм осадков, которые приносят преобладающие западные ветры с Тихого океана. Снеговая линия лежит на высотах 2300—2500 м. Высота верхней границы леса около 1800 м. Концы некоторых ледников достигают этой границы.

В горах Селкерк и на хр. Перселл распространены многочисленные ледяные поля, долинные и каровые ледники. Ледники всех этих типов небольшие, сосредоточены они вокруг наиболее высоких горных пиков. В северной части гор Селкерк самое крупное ледяное поле питает *ледник Иллесилеват,* исток одноименной реки, главного притока р. Колумбии. Площадь ледника 23,3 км^2, длина ледникового языка 2,1 км. В 1905 г. он оканчивался на высоте 1200 м, но с тех пор отступил более чем на 1,2 км.

Ледник Вулси дренирует снежное *поле*



Простые долинные ледники в горах Селкерк

Клохнакуден. Площадь ледника 13,9 км^2. Во время МГД на леднике проводились балансовые наблюдения. За 1964/65 балансовый год ледник потерял 1,9 млн т льда. С 1965/66 по 1969/70 г. средний годовой баланс массы был равен −47 г/см^2, а в 1970/71, 1971/72 и 1973/74 гг. ледник имел положительный баланс (от +7 до +70 г/см^2 в год) [Fluctuations... 1985].

Ледник Кокани расположен в Ледниковом парке Кокани на юге гор Селкерк. Площадь ледника 3,2 км^2, высота области аккумуляции от 2400 до 2700 м. Два языка ледника в 1923 г. оканчивались на высоте 2200 м. К 1947 г. они отступили: один — на 0,8 км, другой — на 0,4 км.

В горах Карибу есть несколько ледяных полей, с которых радиально растекаются выводные ледники, и много долинных и каровых ледников. **В горах Монаши** есть несколько ледяных полей и множество мелких долинных и каровых ледников.

В северу от 56-й параллели и к западу от Рва Скалистых гор расположена обширная горная область, состоящая из множества горных хребтов, массивов и пиков. Ряд вершин поднимается выше снеговой границы, проходящей здесь на уровне 2000—2500 м. Климат этой территории континентальный, с холодными продолжительными зимами, коротким и теплым летом. Осадков выпадает от 300—400 мм у подножий гор до 500—1000 мм в год на уровне снеговой

границы. На многих горах есть небольшие ледяные поля и мелкие независимые ледники.

К северу от 60-й параллели небольшие ледяные поля и независимые ледники есть в **горах Селуин и Маккензи,** близ водораздела между реками Юкон и Маккензи и южнее, на высотах более 2000 м. Климат района субарктический, осадков выпадает от 250 до 350 мм в год и только в высоких горах, конденсирующих влагу, больше. На юге района ледников больше, что связано с более обильными, чем на севере, осадками. В районе г. Касл (2286 м) (64°22′ с. ш., 132° з. д.), в истоках рек Боннет, Снейк, Стюарт, ледники занимают площадь 60 км^2. В районе г. Кил-Пик (2972 м) (63°25′ с. ш., 130°19′ з. д.), в истоках рек Хес, Саут-Макмиллан и Кол, площадь оледенения около 110 км^2. В районе г. Сэр-Джеймс-Мак-Брайен (2774 м) (62°05′ с. ш., 127° 49′ з. д.) и к югу от нее, в бассейнах рек Флэт-Ривер и Саут-Наханни, ледниками занято 350 км^2. Кроме того, разрозненные ледники на продолжении Скалистых гор на территории Юкона и Северо-Западных территорий занимают общую площадь около 700 км^2. Концы крупных ледников спускаются до 1650—1800 м. Мелкие ледники лежат на высотах от 2350 до 2600 м.

Общая площадь оледенения на территории Юкона и Северо-Западных территорий (Канада) более 1220 км^2. Цифра эта очень приблизительна.

[*Denton.*1975 k]

Раздел 3

ХРЕБЕТ БРУКС, ГОРЫ КИГЛУАЙК И КИЛБУК

Хр. Брукс пересекает всю северную часть Аляски между 67 и 70° с. ш. гигантской дугой длиной более 1000 км и шириной около 250 км. Высота гребня хребта колеблется от 1500 м на западе до 2500 м в центре и до 2800 м на востоке. Горы сложены известняками, метаморфическими сланцами и интрузиями гранитов. Рельеф характеризуется значительным расчленением с ярко выраженными следами ледниковой обработки. В климатическом отношении хребет служит барьером, отделяющим территории умеренного пояса Северной Америки с континентальным климатом от побережья Северного Ледовитого океана с арктическим климатом. Территория собственно хр. Брукс подвержена воздействию того и другого. В центральной части хребта, на перевале Анактувик, средняя температура года −10,1°, осадков выпадает 280 мм в год, из них 75% в виде снега.

Ледники, преимущественно каровые и небольшие долинные, рассеяны в гребневой части хребта почти на всем его протяжении, большинство — на северных склонах. Исключение составляет восточная часть хребта (горы Франклина и Романцева), где высота более 2700—2800 м. В этих горах оледенение более значительно, и ледники крупнее.

Всего на хр. Брукс 1001 ледник общей площадью 723 км^2. Средняя взвешенная высота всех ледников 1797 м (от 919 до 2108 м). Высота фирновой линии на ледниках колеблется от 1260 до 2250 м, но климатическая снеговая линия лежит выше большинства ледников хр. Брукс — свидетельство того, что в современных условиях ледники не обеспечены нормальным питанием, а существуют лишь благодаря положению в глубоких карах, где их подпитывают лавины и навеянные снега, а теневое положение уменьшает таяние.

В горах Романцева (высшие точки — 2651 и 2816 м) площадь оледенения около 260 км^2. Большинство ледников лежит выше 1500 м. Здесь есть небольшие ледяные купола, каровые ледники и долинные ледники длиной до 8 км. В период МГГ проводились исследования на ледниках Мак-Кол и Чамберлин.

Ледник Мак-Кол (дл. 8 км, пл. 6,2 км^2, высота конца 1250 м, высота фирновой линии 2150—2210 м). В 90-метровой скважине, пробуренной в верховьях ледника, температура льда ниже уровня годовых колебаний постепенно понижалась от −1 до −3°. Движение льда было очень медленное. С 1961 по 1967 г. баланс массы ледника был положительным или близким к нулевому, а с 1958 по 1961 г. и с 1967 по 1972 г. баланс был отрицательным [*Wendler, Nobuyoshi.* 1974].

В западной части хр. Брукс почти четверть всех современных ледников сосредоточена в гранитном массиве Арригетч, где несколько пиков выше 2000 м. Ледники расположены в диапазоне высот от 1250 до 1800 м. Среди них много частично или полностью омертвевших. Подавляющее большинство ледников хр. Брукс отступало с конца прошлого столетия.

[*Denton*. 19751; *Post, Meier*. 1980]

Горы Киглуайк расположены на юге п-ова Сьюард. Высшая точка — г. Осборн (1438 м). В настоящее время в этих горах известно несколько ледников карового типа. Самый крупный из них имеет длину около 1,5 км. Он расположен в истоках р. Гранд-Юнион-Крик. Общая площадь современных ледников гор Киглуайк около 3 км². Несколько ледников, которые были отмечены исследователями в конце прошлого столетия, полностью исчезли или превратились в участки мертвого льда к 60-м годам нашего столетия.

Горы Килбук находятся в юго-западной части Аляски близ побережья Бристольского залива Берингова моря. Они глубоко расчленены и несут яркие следы обработки древними ледниками. Троговые долины глубоко врезаются в горный массив, многие из них заняты озерами, по форме сходными с фьордами. Высшая точка — г. Уоски (1828 м). В этих горах закартировано 9 ледников, на самом деле их больше. *Ледник Чикуминук* (дл. ок. 5 км, шир. 1 км) спускается на север с пиков высотой 1350 — 1400 м в 15 км к юго-западу от одноименного озера. Ледник имеет очень маленькую область аккумуляции, фирновая линия проходит на высоте 1150—1200 м. Поверхность ледника на большей его части — обнаженный лед; по-видимому, ледник имеет отрицательный баланс массы. Тримлайны у конца ледника показывают, что он еще недавно имел бóльшую толщину. Сведения о других ледниках отсутствуют. Известно лишь, что все они меньше 5 км длиной, а общая площадь оледенения гор Килбук составляет около 230 км².

[*Collins, McCauley*. 1975; *Post, Meier*. 1980]

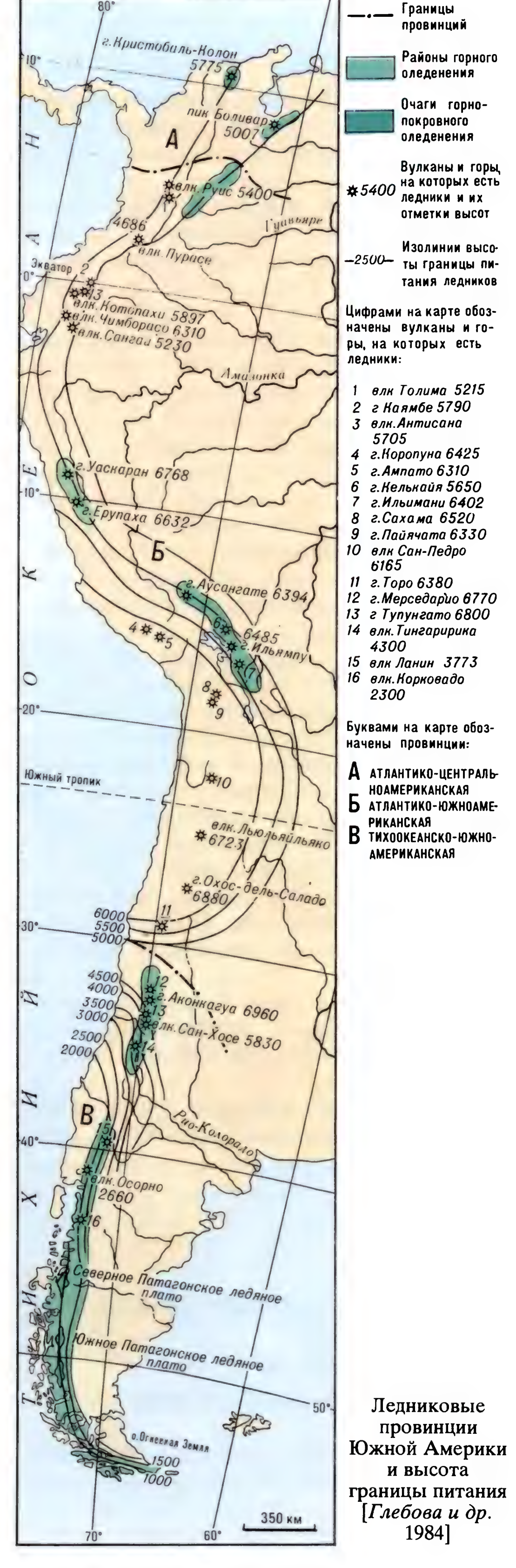
ЛЕДНИКИ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Южная Америка лежит в экваториальных, тропических и умеренных широтах, и поэтому ледники там распространены только в горах. Крупнейшее горное сооружение материка — Южноамериканские Кордильеры (Анды) гигантским горным барьером протягиваются вдоль всего западного побережья более чем на 7000 км — от 12° с. ш. до 55° ю. ш. Более четырех пятых общего протяжения Анд лежит в экваториальном и тропическом поясах, где условия для образования ледников неблагоприятны, но ледники встречаются и в этих широтах, что связано с огромной высотой гор.

Формирование горной системы Анд, начавшееся еще в палеозое, особенно активно происходило в мезозое и кайнозое и продолжается в настоящее время, с чем связан активный вулканизм и сейсмичность. Горообразовательные процессы приводили не только к складчатым дислокациям, но и к гигантским разломам земной коры, вызывали вулканические извержения, поднятия блоков земной коры на разные высоты, образование глубоких впадин между ними. Все это наряду с эрозионными процессами привело к созданию чрезвычайно сложного современного рельефа с огромными, сильно расчлененными горными хребтами, с обширными плоскогорьями, с глубокими долинами и депрессиями, с многочисленными конусами потухших и действующих вулканов. Этот рельеф и служит той орографической базой, на которой формируются ледники и ледниковые комплексы.

Климатические условия существования ледников определяются как широтным положением, так и вертикальной поясностью. При этом главную роль играют не столько температурные условия на уровне снеговой границы, сколько условия увлажнения, которые очень сильно изменяются в зависимости от близости к источникам питания атмосферными осадками. В соответствии с этим крупнейшие единицы ледникового районирования Южноамериканских Кордильер (провинции) выделяются гляциологами по источникам питания атмосферными осадками с учетом широтного положения.

Самая северная часть Анд относится



Ледниковые провинции Южной Америки и высота границы питания [*Глебова и др.* 1984]

к Атлантико-Центральноамериканской провинции, получающей питание с Карибского моря. Площадь оледенения 14,4 км^2.

Бóльшая часть горной системы Анд в экваториальном и тропическом поясах южного полушария, получающая питание с Атлантического океана и с Амазонской низменности, выделяется как Атлантико-Южноамериканская провинция, разделяющаяся на несколько областей (экваториальный пояс Кордильер, Перуанские Анды между 3 и 13° ю. ш., Западная Кордильера, Восточная Кордильера и др.). Общая площадь оледенения этой провинции 5850 км^2. Для первой и второй провинций характерно развитие горного типа оледенения — ледников-шапок, ледников вулканических конусов, висячих, каровых и долинных ледников.

Южная часть Анд (к югу от 32°30′ ю. ш.) относится к Тихоокеанско-Южноамериканской провинции, получающей обильное питание атмосферными осадками с Тихого океана. В этой провинции сосредоточена основная масса льда на Южно-Американском континенте в виде обширных горно-покровных ледников: Северного ледникового плато, Южного ледникового плато и ледникового плато Кордильеры-Дарвин на Огненной Земле. Общая площадь оледенения провинции 27 220 км^2.

Всего на территории Южной Америки и Огненной Земли ледники занимают приблизительно 33 100±10% км^2 площади.

Оледенение Анд Южной Америки характеризуется ниже по указанным провинциям и областям.

Глава 1

АТЛАНТИКО-ЦЕНТРАЛЬНОАМЕРИКАНСКАЯ И АТЛАНТИКО-ЮЖНОАМЕРИКАНСКАЯ ЛЕДНИКОВЫЕ ПРОВИНЦИИ

Атлантико - Центральноамериканская ледниковая провинция, получающая питание осадками главным образом со стороны Карибского моря, включает в себя горные районы Южной Америки — от Карибского побережья на севере до 7°30′ с. ш. на юге. В пределах этой провинции ледники встречаются лишь на самых высоких горных хребтах, поднимающихся выше 5000 м, — в Сьерра-Невада-де-Санта-Марта и в Кордильера-де-Мерида.

Сьерра-Невада-де-Санта-Марта — высокий хребет с вершинами Кристобаль-Колон (5775 м), Боливар (5007 м), Симонс (5660 м) и др., протянувшийся вдоль побережья Карибского моря в Северо-Западной Колумбии более чем на 30 км. Основная масса ледников сосредоточена в западной, наиболее высокой части хребта, и здесь они более крупные. Преобладают ледяные шапки и крутые висячие ледники. Они группируются вокруг горных пиков и покрывают их вершины. Размеры ледников небольшие. Самый длинный из них достигает 3 км и спускается до высоты 4500 м с перепадом высот около 1150 м. В 1939 г., по данным АФС, общая площадь оледенения хребта равнялась 17,5 км^2. Лед и фирн покрывали вершины Кристобаль-Колон, Боливар, Симонс, Ла-Рейна, Охеда, Эль-Гардиан. Встречались небольшие ледники и на других вершинах, поднимающихся выше 5180 м. Снеговая линия проходила на северных более влажных склонах на высоте 4880 м, на южных — на высоте 5000 м. К 1969 г. площадь оледенения хребта сократилась примерно на треть — до 11,7 км^2, а толщина льда уменьшилась на 40% (с более чем 30 м до 20 м в среднем). Потери произошли главным образом за счет отступания низко расположенных ледников. Выше 5000—5200 м размеры ледников практически не изменились [*Wood.* 1970].

Кордильера-де-Мерида расположена в западной части Венесуэлы, между оз. Маракайбо и истоками р. Апуре. Небольшие фирновые поля со спускающимися с них висячими языками и каровые ледники есть лишь на самых высоких вершинах: Боливар (5007 м), Гумбольдт (4942 м), Бонплан (4393 м) и Ла-Конча (4922 м). Общая площадь оледенения, по снимкам «Ландсат» 1976 г., 2,66 км^2. С середины XIX в. ледники отступают. Некоторые полностью исчезли. Так, лишились ледников пики Эль-Леон (4750 м) и Эль-Торо (4755 м) [*Schubert.* 1980].

Атлантико-Южноамериканская ледниковая провинция занимает более половины общей протяженности Анд (от 7°30′ с. ш. до 32°30′ ю. ш.). В ее состав входят весь экваториальный пояс и бóльшая часть тропического пояса южного полушария на территории Колумбии, Эквадора, Перу, Боливии и частично Чили и Аргентины. Ледники этой провинции основное питание получают с Атлантического океана и Амазонской низменности.

В пределах экваториального пояса на территории Колумбии Анды состоят из трех кордильер: Восточной, Центральной и Западной.

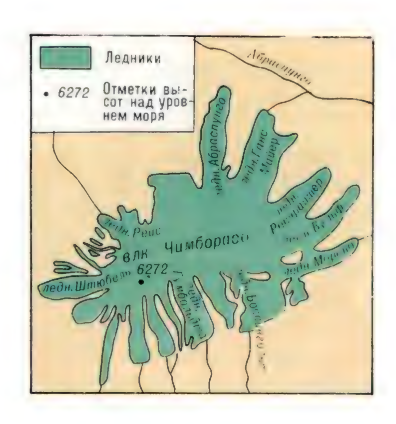
В **Центральной Кордильере** шапки фирна и льда есть на вершинах вулканов Уила (5750 м), Толима (5215 м) и Руис (5400 м). Для них характерны кратерные ледники с короткими языками и со следами вулканической деятельности.

Влк. Руис уже несколько столетий не проявлял активности и у местных жителей не вызывал беспокойства. Но в ночь с 13 на 14 ноября 1985 г. произошло мощное извержение вулкана, вызвавшее быстрое таяние снега и льда на его вершине, что привело к образованию гигантского селя. Огромные массы воды, камней, вырванных с корнем деревьев хлынули в долину р. Лагунья, которая вышла из берегов и затопила окрестности. Миллионы кубометров горячей грязи со скоростью 50 км/ч обрушились на спящий город Армехо и стерли его с лица земли. Пострадали многие другие города и поселки, поля и плантации. Погибло более 23 тыс. и пострадало около 230 тыс. человек. Это самая большая катастрофа за всю историю Колумбии.

В **Восточной Кордильере** оледенение сосредоточено в высокогорном массиве Сьерра-Невада-де-Кокуй. Здесь более 10 горных пиков выше 5000 м, а высшая точка — 5600 м. Гребень хребта поднимается выше снеговой линии на протяжении более чем 30 км и покрыт ледяными куполами. Восточные склоны гребня хребта и пиков очень крутые, местами отвесные, и на них удерживается всего лишь несколько висячих ледников, хотя этот склон и открыт влагонесущим северо-восточным ветрам со стороны Атлантического океана. Самые крупные ледники расположены на западном склоне хребта, который хотя и суше, но менее крут и в орографическом отношении более благоприятен для накопления снега и льда. Количество осадков в нивальной зоне достигает 1500—2000 мм в год. Снеговая линия на западном склоне проходит на высотах 4600—4800 м. Общая площадь, занятая ледниками и многолетними снежниками, около 80 км^2 [*Oppenheim*. 1942]. Есть сведения о том, что между 1942 и 1957 гг. ледники несколько отступили, но отступание было более медленным, чем в других районах Анд, что связывается с очень большой и постоянной облачностью, характерной для Сьерра-Невада-де-Кокуй.

Южнее, на территории Эквадора, Анды состоят из двух параллельных хребтов — Кордильеры Западной и Кордильеры Восточной, разделенных высоким плато. Здесь около двух десятков вершин, большинство из них потухшие или действующие вулканы, поднимающиеся выше снеговой линии, проходящей на высоте от 4300 до 4750 м. Колебание высоты снеговой линии связано главным образом с экспозицией склонов. Влага, питающая ледники, приносится пассатными ветрами из бассейна Амазонки и конденсируется на восточных склонах гор. В связи с этим уровень снеговой границы на восточных склонах на 100—180 м ниже, чем на западных. В дождливый сезон (март—май) на склонах часты штормы, ливни и грозы, но вершины самых высоких гор редко покрываются облаками, и снегопады на них не очень обильны. Выпавший снег сохраняется главным образом благодаря господству на этих высотах отрицательных температур воздуха. Высокая солнечная радиация при низких температурах воздуха приводит к тому, что лед и снег не столько тают, сколько испаряются. Одним из свидетельств этого являются кающиеся, широко распространенные на покрытых снегом и льдом вершинах Анд.

В **Западной Кордильере** самым крупным центром оледенения является потухший **влк. Чимборасо** (6310 м). С вершины, увенчанной 5 пиками, по сильно расчлененным склонам от общего фирнового поля, площадь которого около



Оледенение вулкана Чимборасо

3 км^2, стекает в разные стороны 14 ледников. Общая площадь оледенения около 32 км^2. Многие из ледников питаются лавинами с вершин, а их концы покрыты мореной. Ледники крутые, много трещин и сераков. Самый длинный *ледник — Абраспунго* — 3 км. Отмечено значительное отступание ледников в конце прошлого и начале нашего столетия.

Следующее по площади после влк. Чимборасо оледенение находится на потухшем **влк. Сьерра-Кариуайрасо** (5028 м) — около 17 км^2. На внутренних стенах обширного кратера расположено 8 ледников, которые сливаются на дне кратера в общий ледяной поток, скрывающийся под обломками скал. Внешний склон кратера также покрыт снегом, и от него на юг и юго-запад стекают ледниковые языки. Снеговая линия на южном склоне расположена на высоте 4675 м, на северном — на 4500 м. Ледники и снежные поля есть и на ряде других вулканических вершин Западной Кордильеры.

В **Восточной Кордильере** ледники есть на многих вулканах. Влк. Каямбе (5790 м) расположен почти точно на экваторе. В 1880 г. все три вершинных купола вулкана были почти полностью покрыты льдом. Плато между ними покрывал рыхлый снег. Возвышающиеся над ним пики были окружены со всех сторон трещинами. С вулкана спускалось несколько ледников. Снеговая линия проходила на северо-восточном склоне на высоте 4400 м, на северо-западном — на высоте 4670 м. Ледники оканчивались на высотах 4130—4300 м. «На юго-западном склоне чистый ледник длиной несколько миль был одним из самых прекрасных, какие мы видели в Эквадоре» [*Whymper*. 1892].

Антисана (5705 м) — действующий вулкан. Куполовидный пик Антисаны насажен на край большой кальдеры, имеющей 1800 м в поперечнике и открытой на юго-восток. Со склонов кальдеры спускаются беспорядочные массы льда, которые у подножия 1000-метрового обрыва сливаются в общий ледниковый поток. В 1872 г. ледник оканчивался на высоте 4216 м. По сильно расчлененному склону спускается несколько долинных ледников. На менее расчлененном западном склоне языки ледников короткие. Много трещин.

Влк. Котопахи (5897 м) — самый высокий действующий вулкан в мире. Его вершина покрыта ледяной шапкой, в которой прослеживаются прослои вулканического пепла и шлака. Периодические извержения вулкана вызывают бурное таяние льда и снега, приводящее к разрушительным наводнениям в бассейне р. Напо. Так, в 1877 г. потоки талых вод, вызванные извержением, вынесли большие блоки льда на расстояние 40—50 км, а ледники на вершине вулкана были так сильно покрыты пеплом, что невозможно было определить, где они начинаются и где кончаются. В 1904 г., наоборот, ледники и снег, покрывавшие вершину, были свободны от пепла, и в трещинах глубиной 14—15 м слоев пепла также не было видно. С вершинного ледникового поля спускались короткие потоки льда, из которых самый длинный достигал 1,5 км. На АФС 1949 г. было видно, что большие нависающие сугробы снега и фирна лежат на всем кратерном кольце вулкана, поднимаясь над ним на 60—70 м. Скопления снега и фирна просматривались и на внутреннем склоне кратера. Очевидно, что размеры, морфология и стратиграфия ледников влк. Котопахи, как и других активных вулканов, контролируются не только ороклиматическими условиями, но и их вулканической деятельностью.

Другим примером этого может служить активный вулканический конус **Тунгурауа** (5016 м). В 1904 г. вершина вулкана была покрыта ледяной шапкой толщиной до 100 м с крутыми обрывами по краям, а в 1925 г. ледник был настолько засыпан пеплом, что издали вершина казалась совершенно бесснежной.

На дне кратера курилось множество фумарол, восточный край кратера был перекрыт большими блоками льда, так сильно насыщенными шлаком, что они производили впечатление скал. Пепел и шлак покрывали лед и снег и ниже по склону [*Dyott*. 1926].

Потухший **влк. Сьерра-Альтар** (5321 м) венчает обширный подковообразный гребень, обвод большой кальдеры, открытой на запад. На ее внутренних стенах 6 ледниковых потоков спускаются 1000-метровыми ледопадами, сливаясь на дне в единый *ледник Пусуасу* длиной 2,5 и шириной 1 км, второй по величине в Эквадоре. Конец ледника сильно разбит трещинами и засыпан мореной. Между 1872 и 1904 гг. ледник отступил на 30 м по вертикали и оканчивался на высоте 4030 м при высоте снеговой линии около 4750 м. На внешних склонах кальдеры расположено несколько висячих ледников, обвалы с которых питают небольшие возрожденные ледники у подножия крутых склонов.

Влк. Сангай (5230 м) отличается большой активностью и труднодоступностью. Оледенение вершины зависит от извержений и их интенсивности. Так, в 1929 г. снег и лед покрывали всю вершину выше 5000 м. Обвод главного кратера также был покрыт льдом, лед лежал во многих местах и на внутренних склонах кратера. Аэрофотосъемка, произведенная вскоре после извержения 1946 г., показала, что вершина вулкана стала черной от пепла, полосы лавы и пепла спускались по склонам, льда и снега не было видно.

О наличии небольших ледников, снега и фирна на некоторых вершинах Эквадора кроме описанных выше упоминали многие горовосходители, но точные сведения о числе ледников и их площади отсутствуют. Следует лишь упомянуть, что во всех сообщениях содержатся указания на отступание ледников и уменьшение занимаемой ими площади со второй половины прошлого столетия.

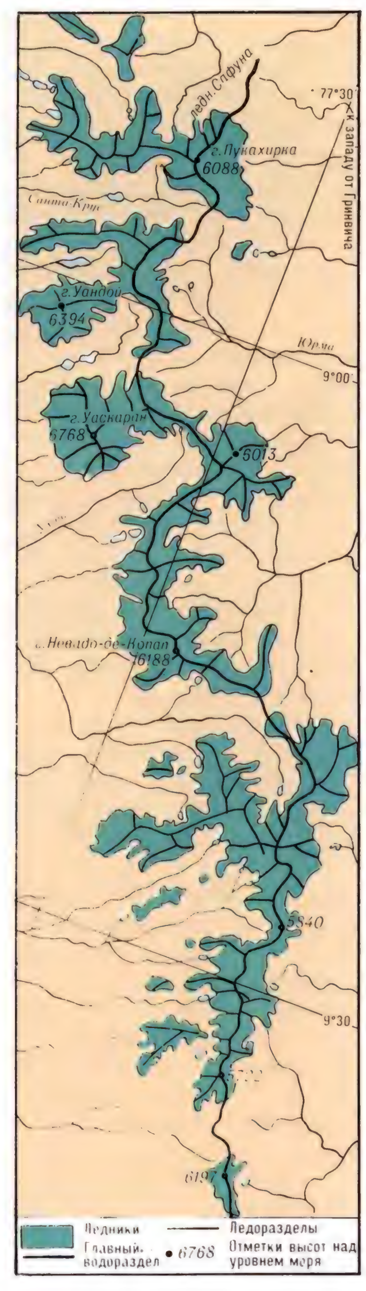
[*Meyer*. 1938; *Mercer*. 1967]

Перуанские Анды — самый обширный район современного оледенения в пределах тропической зоны Земли. Крупнейшие центры оледенения этой области (с севера на юг): Кордильера-Бланка, Кордильера-Уайяш, Кордильера-Раура, горы между Кордильера-Раура и Вилькабамба, Кордильера-де-Вильканота и Кордильера-де-Карабая, Кордильера-Реаль, северо-восточная часть Кордильеры-Аполобамба и крупнейшие вершины на юге страны в Западной Кордильере — Солимана, Коропуна, Кордильера-д'Ампато.

Основное питание атмосферными осадками ледники Перуанских Анд получают с востока, со стороны бассейна Амазонки и Атлантического океана. Поэтому оледенение восточных хребтов более значительно, чем западных. Снеговая линия на востоке проходит на высоте около 4500 м, а на западе, близ побережья Тихого океана, поднимается до 5500 м. Полного каталога ледников Перу пока нет, и приводимые ниже данные являются приближенными.

Кордильера-Бланка — мощный горный хребет, образующий водораздел Южно-Американского континента на протяжении 180 км. Он протягивается параллельно Тихоокеанскому побережью от 8°40′ до 10° ю. ш. и имеет 14 вершин выше 6000 м. Высочайшая вершина хребта — г. Уаскаран (6768 м). Вершины и гребень хребта почти сплошь покрыты снегом и льдом. Здесь встречаются ледники всех основных горных типов: каровые, долинные, ледяные поля, висячие ледники, ледники конических вершин. Снеговая линия на восточных склонах проходит на высоте 4800 м, на западных — на высоте около 5000 м, а местами и выше. Общая площадь оледенения Кордильеры-Бланка составляет около 828 км^2.

Печальной известностью пользуется **г. Уаскаран,** господствующая над густонаселенной долиной р. Санта. Главный пик Уаскарана окружен крутопадающими ледниками. Сам пик покрыт ледяной шапкой толщиной 190 м, оканчивающейся ледяным обрывом над пропастью юго-западного склона, на дне которой лежит возрожденный ледник с коротким языком. С вершинного ледника на нижний периодически обрушиваются огромные массы льда, которые вызывают разрушительные сели ниже по склону. Страшная катастрофа разразилась 10 января 1962 г., когда нависавший



Оледенение Кордильеры-Бланка

край вершинного ледника шириной около 1 км и толщиной 30 м обрушился с 700-метровой высоты на лежащий ниже ледник, захватил часть его конечной морены, и огромная масса льда, грязи, камней и воды хлынула вниз по склону, сметая все на своем пути. Передовая волна селя достигала 50 м высоты, его объем превышал 13 млн м^3. Сель со скоростью 170 км/час прошел расстояние 16 км за 7 мин, спустившись при этом на 4000 м. По выходе на равнину ширина фронта селя достигла 1,5 км. Было полностью разрушено 6 селений и 3 — частично. Погибло 4 тыс. человек и 10 тыс. домашних животных [*Отуотер*. 1972].

В 1970 г. произошла еще более ужасная катастрофа. Сильное землетрясение вызвало обрушение с г. Уаскаран льда, снега и скальных пород общим объемом 50 млн м^3. Вся эта масса устремилась вниз по склону со скоростью до 320 км/ч. Были уничтожены города Юнгай и Ранраирка, число жертв превысило 15 тыс. человек. Большую опасность в этом районе представляют также прорывы озер, подпруженных ледниками и моренами. Так, в 1941 г. сель, связанный с прорывом моренно-подпрудного озера, уничтожил город Уарас и унес 6 тыс. человеческих жизней [*Калесник*. 1963].

С 60-х годов XX в. начаты исследования типичных селеопасных ледников Уандой и Сафуна. *Ледник Уандой*, питающийся лавинами с одноименной горы (6394 м), имеет в длину 2 км при ширине 120 м. Его морена подпруживает оз. Парон. Язык ледника покрыт сплошным плащом морены, но поверхность его постепенно понижается, и угроза прорыва озера увеличивается. *Ледник Сафуна* лежит на склоне г. Пукахирка (6020 м). На нем два селеопасных озера. Толщина ледника 180 м, скорость движения льда 77 м/год. На глубине 135 м обнаружена зона скола, по которому активный лед движется по мертвому льду. В связи с этим не исключена возможность ускорения скольжения активной части ледника по плоскости скола при увеличении водной смазки. В настоящее время суммарная абляция на леднике составляет 2360 мм в год в слое воды, конец ледника медленно отступает со скоростью 0,8 м в год [*Lliboutry*. 1975, 1977; *Lliboutry et al.* 1977].

Вершины Невадо-Хуалчин (6150 м) и Невадо-де-Копап (6188 м) отличаются от остальной части хребта тем, что имеют обширные фирновые поля на высоких уровнях. Один из ледников в районе этих вершин — *ледник Атлант* — расположен на северо-восточном склоне вблизи давно разрабатываемой шахты, и есть статистика его колебаний с конца прошлого столетия. В 1909 г. фирновая линия

на леднике поднялась примерно на 50 м по сравнению с 1885 г. После небольшого наступания в 20-х годах ледник непрерывно отступает. Между 1939 и 1948 гг. скорость отступания составляла в среднем 10 м в год, между 1948 и 1957 гг. — 2 м в год [*Kinzl*. 1949; *Smith*. 1957].

Обширное покрытое льдом плато расположено в районе **вершины Невадо-де-Копап**. С него спускается несколько ледниковых языков. На соседних вершинах, превышающих 6000 м, лежат огромные навеянные карнизы и крутосклонные, сильно разбитые трещинами ледники. В южной части Кордильеры-Бланка также много покрытых льдом массивов, разделенных широкими, свободными ото льда ущельями. Всюду, где проводились наблюдения, отмечалось отступание концов ледников в первой половине XX в.

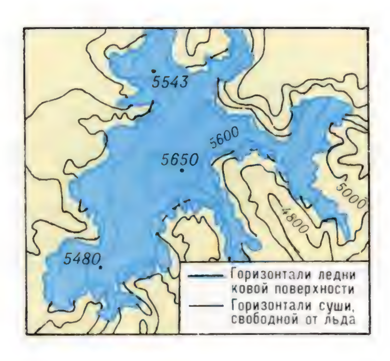
Кордильера-Уайяш — очень высокий горный хребет протяженностью около 30 км к югу от Кордильеры-Бланка, отделенный от нее широким бесснежным понижением. 6 пиков поднимается выше 6000 м. Высшая точка Кордильеры-Уайяш — г. Ерупаха (6632 м). Здесь преобладают ледники альпийского типа: из обширных фирновых бассейнов вытекают узкие длинные ледниковые языки, разделенные скалистыми гребнями. Они очень круты и сильно разбиты трещинами. Встречаются также возрожденные ледники. Самый крупный из них — *ледник Сьюла* на восточном склоне Ерупахи — достигает в длину 2 км и полностью погребен под мореной. Здесь, как и в Кордильере-Бланка, по мере отступания ледников образуются подпруженные моренами озера. Многие из этих озер стали крупнее между 1936 и 1954 гг. Ледники Кордильеры-Уайяш, как и Кордильеры-Бланка, основное питание осадками получают с востока. Выпадение осадков обычно сопровождается сильными ветрами, и поэтому на западных склонах вершинных поверхностей образуются снежно-фирновые карнизы, служащие источниками лавин. В связи с этим и более крупные ледники также лежат на западных склонах, некоторые достигают в длину 4 км. В зависимости от экспозиции к влагонесущим ветрам фирновая линия поднимается от 4900 м на северо-востоке до 5200 м на юго-западе. Общая площадь оледенения Кордильеры-Уайяш около 175 км^2.

Кордильера-Раура является продолжением на юг Кордильеры-Уайяш. Здесь кроме горно-долинных ледников находится ледник плато Раура площадью 16 км^2. С него спускаются выводные ледники. Один из них впадает в оз. Санта-Ана, исток р Мараньон. Общая площадь оледенения Кордильеры-Раура 45 км^2.

Кордильера-Вилькабамба лежит на запад-северо-запад от города Куско, протягиваясь на 150 км между 13° и 13°30′ ю. ш. Высочайшие пики — Пимасильо (5994 м) и Салькантай (6271 м) — сложены гранитами, отличаются крутыми склонами и преобладанием висячих ледников. Вершинные поверхности, а местами и крутые склоны поражают очень рыхлым снегом и громадными нависающими карнизами на подветренных склонах. Единственный ледник долинного типа, похожий на альпийский, был описан на г. Пимасильо. Много ледников на г. Салькантай. Они коротки (до 1500 м при ширине до 500 м), и их трещиноватые концы сильно заморенены. Общая площадь оледенения Кордильеры-Вилькабамба и окружающих пиков около 75 км^2.

Кордильера-де-Вильканота — часть Восточной Кордильеры с самой высокой вершиной — Аусангате (6394 м), покрытой льдом и снегом. Горы сильно расчленены, ледники короткие, крутые и разбиты многочисленными трещинами. Снеговая линия проходит на высоте 5100 м на северных склонах и 4800 м на южных. Общая площадь оледенения около 1400 км^2.

В этом районе расположен ледниковый *купол Келькайя* (14° ю. ш., 70°50′ з. д.), на котором в последние годы проводились комплексные гляциологические исследования. Площадь ледникового купола 55 км^2, толщина льда 180 ± 10 м. Купол вытянут по меридиану на 17 км, его ширина 3 — 5 км. На трех участках его поверхность поднимается до 5650, 5543 и 5480 м, и весь он находится выше снеговой линии. От купола спускаются ледопадами два языка — на запад до 5000 — 5100 м и на восток до 4900 м. По-



Ледниковый купол Келькайя

следний носит название *Каури-Калис*. Остальные 90% края купола представляют собой отвесные ледяные стены 50-метровой высоты. В дождливый сезон с 25 по 30 января 1977 г. наблюдались ежедневные метели с ураганными ветрами во вторую половину дня, при этом выпадало до 60 см снега в день. За солнечное утро часть его стаивала. Граница снег — дождь проходила на высоте 4300 м, ниже конца ледника. Средняя температура года составляет на этом уровне −3°, суточные колебания температуры воздуха в июле от +6 до −14°, т. е. близки к сезонным. На куполе Келькайя есть кающиеся. Средняя годовая аккумуляция на вершине купола за 9 лет (1969 — 1978 гг.) составила 1170 мм (от 880 до 1350 мм). Таяние незначительно, и расход ледника осуществляется главным образом за счет обвалов льда с отвесных стен его края. Исследования на выводном леднике Каури-Калис показали, что его конец за 15 лет стал тоньше и отступил на 100 м [*Thompson*. 1980; *Thompson et al.* 1982].

К югу от Кордильеры-де-Вильканота на небольшом массиве Нудо-Куеномари (5850 м) есть ледяное *плато Куеномари* на высотах 5500 — 5800 м площадью около 90 км². Высота снеговой линии здесь около 5500 м, следовательно, это плато, как и купол Келькайя, целиком лежит в области питания [*Глебова и др.* 1984].

Многие из вершин Нудо-де-Аполобамба на границе с Боливией покрыты снегом и льдом, но основная часть этой Кордильеры находится на территории Боливии, и ее оледенение будет освещено ниже.

В Западной Кордильере на территории Перу ледники есть в **Кордильере-де-Уанко,** на **пике Солимана** (6117 м), на потухшем **влк. Коропуна** (6425 м) и на **влк. Ампато** (6310 м). Вершина Коропуны состоит из шести округлых, покрытых льдом куполов. Снежный покров на куполах сыпучий, как песок. На северо-восток спускается долинный ледник, много трещин, есть кающиеся. На двуглавом вулкане Ампато сплошной ледяной покров спускается до 4700 м на южном склоне и до 4900 м на северном, с него стекают два коротких, крутых и трещиноватых языка.

Боливийские Анды широким Альтиплано также разделены на Западную и Восточную Кордильеры. Оледенение сосредоточено главным образом в Восточной Кордильере, расположенной ближе к источнику влаги, питающей ледники. Влажные ветры с Амазонской низменности не достигают хребтов Западной Кордильеры, и только на самых высоких ее пиках есть ледники. Общая площадь оледенения на территории Боливии 2148 км² ± 10% [*Tordan et al.* 1980].

В Восточной Кордильере ледники расположены в горах Нудо-де-Аполобамба, Кордильера-Реаль, Кордильера-Куимса-Крус, Кордильера-Вера-Крус, вершины которых поднимаются выше снеговой линии.

Нудо-де-Аполобамба — горный хребет к северу от оз. Титикака, протягивающийся на 50 км от перуанской границы на юго-восток. Бесснежные перевалы делят хребет на три группы: северную, среднюю и южную. В северной группе более 50 ледников. Ледники крутые и трещиноватые, много ледопадов, на гребнях висячие снежные карнизы, на вершинах глубокий рыхлый снег. Снеговая линия проходит на высотах от 4800 до 5000 м. Общая площадь оледенения хр. Нудо-де-Аполобамба около 500 км² [*Melbourne*. 1960; *Karl*. 1958; *Глебова и др*. 1984].

Кордильера-Реаль — высокогорный хребет к востоку от оз. Титикака и города Ла-Пас, протягивающийся на 150 км с северо-запада на юго-восток. Крупнейшие вершины: г. Анкоума (7010 м), г. Ильямпу (6485 м) и г. Ильимани (6401 м). Хребет на большем своем протяжении покрыт снегом и льдом. В Каталоге ледников, охватившем лишь часть хребта, 90 ледников общей площадью 45

км² [*Tordan et al.* 1980]. Оледенение всего хребта около 350 км². Представлено оно долинными, каровыми, висячими ледниками и фирновыми полями на вершинах. Широко распространены кающиеся. Снеговая линия расположена на высотах 4900 — 5000 м. Многие ледники с конца прошлого столетия отступают. При отступании *ледника Сан-Франциско* открылись древние шахты, отступание небольшого ледника на склоне г. Ильимани привело к появлению из-подо льда развалин деревни и участка поля [*Lliboutry*. 1975].

Кордильера-Куимса-Крус — горный хребет к югу от р. Ла-Пас. Гребень хребта с вершинами до 5600 — 5900 м на протяжении 30 км покрыт снегом и льдом. От вершинного фирнового поля спускаются висячие ледниковые языки, короткие и очень крутые, разбитые множеством трещин. В южной части хребта встречаются долинные ледники с концами, закрытыми мореной, спускаются они до высоты 4800 м. Фирновая линия лежит на высоте 5300 м. Общая площадь оледенения хр. Кордильера-Куимса-Крус приблизительно 100 км².

Кордильера-Санта-Вера-Крус длиной 20 км пиком Фортуна достигает 5600 м. На ней самые южные ледники в Восточной Кордильере Боливии. Они сосредоточены на южных и западных склонах. Большинство из них висячие, и только один ледник долинного типа.

Западная Кордильера, по которой проходит граница между Боливией и Чили, во многих местах поднимается выше 6000 м, но ледники известны только на г. Сахама (6520 м) — потухшем вулкане. Его кратер заполнен льдом, и с него спускаются долинные *ледники Винкурата* и *Учушайя,* оканчивающиеся на высотах 5500 и 4750 м. Снеговая линия проходит на высоте 5900 м. На фирновой шапке вулкана много заструг, а на склоне — щетка кающихся высотой до 1 м. Заструги свидетельствуют о сильных ветрах, а кающиеся — о большой роли испарения в абляции ледника.

Чилийско-Боливийские и Чилийско-Аргентинские Анды к северу от 29° ю. ш. расположены в зоне сухого климата, снеговая линия здесь проходит выше 6000 м. Снежные шапки и ледники есть в этой зоне только на самых высоких вершинах. Ледники, как правило, не делятся на области питания и расхода — все тело ледника служит или областью накопления, или областью расхода в зависимости от погоды данного года. Решающее значение имеют снежные осадки, так как температура воздуха на вершинах выше 6000 м всегда отрицательна. Бóльшую часть расхода снега и льда составляет испарение при отрицательных температурах воздуха. На участке Чилийско-Аргентинских Анд между 23 и 29° ю. ш. насчитывается более 25 горных пиков и вулканов, превышающих 6000 м, но ледники встречаются далеко не на всех.

На западном склоне **влк. Льюльяйльяко** (6723 м), на высоте между 5600 и 6500 м, есть небольшое ледяное поле. Кратер **влк. Охос-дель-Саладо** (6880 м) заполнен льдом, а на его склоне один над другим лежат два ледника. Верхний из них — в каре между 5900 и 6400 м над ур. м. На ледниках есть кающиеся высотой до 2 м. Нудо-де-Качи (6550 м) имеет снежное поле возле вершины. На Невадо-эль-Муэрто (6470 м) два маленьких ледника почти полностью покрыты мореной, но с фирновыми кающимися до 5 — 8 м высотой. На Сьерра-Пено-Бланка (6020 м) и Невадо-де-Трес-Крус (6330 м) лежит по нескольку разрозненных ледяных тел. Небольшие ледяные и снежные пятна встречаются также и на других вершинах, но все они вряд ли могут быть названы настоящими ледниками, а некоторые из них то появляются, то исчезают.

К югу от 29° ю. ш. климатические условия начинают меняться — очень сухой климат средиземноморского типа уступает место более влажному с зимними осадками, которые приносят циклонические ветры со стороны Тихого океана. На Сьерра-Донна-Анна (6103 м) и Лас-Тортолас (6323 м), расположенных близ 30° ю. ш., ледники еще небольшие и сильно заморененные, но всего лишь на 1 — 2° широты южнее уровень снеговой линии понижается, и оледенение гор увеличивается. На Кордильере-де-Тотора (5620 м) снеговая граница проходит на высоте 4500 м. Ледники небольшие, очень холодные, много кающихся и сераков высотой до 10 — 15 м, что обу-

словлено большой ролью испарения в абляции ледников при отрицательных температурах. Есть небольшие ледники и на Кордильера-де-Ансильта (5800 м). Юго-восточный склон потухшего **влк. Мерседарио** (6770 м) почти полностью покрыт льдом, переходящим у подножия главной вершины в долинный ледник. На северном склоне горы также большой ледник. В полукружье гор между Мерседарио и Кордильера-де-ля-Рамада (6410 м) расположены верховья 9 долинных ледников, текущих на юго-восток. Некоторые из них достигают в длину 8 — 10 км. В горной группе Рамада расположен плосковершинный ледник, ледопады с которого питают возрожденный ледник у подножия склона. В Кордильера-дель-Тигра большой ледник лежит на северо-восточном склоне Сьерра-Тамбильо (5600 м), а на восточном и южном склонах — два маленьких. Снеговая линия проходит на высоте 4600 м.

[*Lliboutry*. 1956; *Mercer*. 1967; *Лосева*. 1968; *Глебова и др*. 1984].

Глава 2

ТИХООКЕАНСКО-ЮЖНОАМЕРИКАНСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

Эта провинция занимает всю территорию Анд Южной Америки от 32°30′ до 55°30′ ю. ш. В ее пределах питание атмосферными осадками происходит за счет влаги, приносимой западными циклонами с Тихого океана. Граница между Чили и Аргентиной на огромном протяжении проходит по водораздельным хребтам Анд, где сосредоточено подавляющее большинство ледников. Области питания многих ледников Чилийского и Аргентинского склонов являются общими. Поэтому оледенение Чили и Аргентины рассматривается вместе по основным широтным участкам Анд.

Раздел 1

ОЛЕДЕНЕНИЕ АНД МЕЖДУ 32°30′ И 46°30′ Ю. Ш.

Между 32°30′ и 35° ю. ш., по данным Ллибутри [*Lliboutry*. 1956], общая площадь оледенения Чилийско-Аргентинских Анд составляет 1350 км^2, из них около 760 км^2 на территории Чили и 590 км^2 на территории Аргентины. На этом участке Анд, как и далее к югу, почти все осадки выпадают зимой при западных ветрах с Тихого океана, и на ледники они выпадают исключительно в виде снега. До очень больших высот, а часто и до самых вершин выпавший зимой снег в течение одного летнего сезона превращается в лед путем вторичного замерзания из-за очень низких температур воздуха и самого ледника. Образуется так называемый наложенный лед. Поэтому на горных вершинах этого района многолетние снежные и фирновые поля малы или совсем отсутствуют, а сток талых вод очень небольшой. В абляции ледников большая роль принадлежит испарению. Границу питания на большинстве ледников трудно определить, так как в широкой зоне перехода между областями аккумуляции и абляции развиты кающиеся. Характерны для этого района также ледники, бронированные мореной, и каменные глетчеры, что связано с очень интенсивным физическим выветриванием горных пород.

Ниже дано описание наиболее известных и крупных узлов оледенения Чилийско-Аргентинских Анд между 32°30′ и 35° ю. ш.

Аконкагуа (6960 м) — потухший вулкан, высочайшая вершина Южной Америки. Ледники здесь занимают около 80 км^2. С покрытой льдом вершины спускаются долинные *ледники Гюсфельдт, Вакас, Релинчос, Верхний* и *Нижний Орконес*. Первый и два последних питаются главным образом лавинами с вершинного ледяного купола и висячих ледников и сильно загрязнены мореной. Ледник Вакас, возможно, пульсирующий — в 1896 г. он быстро продвинулся, и его конец достиг дна долины. Ледники Аконкагуа круглый год существуют в условиях низкой температуры воздуха и малой влажности: на уровне границы питания, на высоте 4300 м, средняя температура трех летних месяцев (декабрь — февраль) составляет −1,3°. В этих условиях примерно половина годовой абляции приходится на испарение, о чем сви-

детельствуют кающиеся высотой 1 — 1,5 м [*Глебова и др.* 1984].

Сразу же к югу от трансандийской железной дороги поднимаются вершины **Невадо-дель-Плата** (6130 м), г. **Хункаль** (6180 м), **Невадо-дель-Пломо** (6050 м) и несколько более низких пиков. Общая площадь оледенения этого горного узла составляет 296 км^2. Большой вершинный ледник лежит на Невадо-дель-Плата, а по его склонам спускаются крутые короткие висячие ледники с кающимися на их поверхности. С г. Хункаль и Невадо-дель-Пломо крупные ледники спускаются в долины. *Ледник Хункаль-Норте* — единственный в данном районе ледник, имеющий постоянное фирновое поле в сухие годы. Это типичный долинный ледник с ледопадом, соединяющим крутую разбитую трещинами область аккумуляции с пологим языком. Скорость движения льда ниже ледопада достигает 400 м/год. Из-за благоприятных условий питания кратковременные колебания климата почти не сказываются на положении его конца. *Ледник Хункаль-де-Сур* начинается на южном склоне г. Хункаль. Длина ледника 15 км, площадь 26,4 км^2. В 1947 г. ледник наступил на 3 км, образовав ледопад на высоте 3500 м и распластавшись на 1 км^2 по дну долины, лежащей на 600 м ниже. В 1950 г. ледник был еще трещиноватым и активным, но к 1953 г. трещины почти исчезли. В 1965 г. ледник двигался очень медленно, и, по-видимому, конец его отступал [*Miller.* 1965]. *Ледники Оливарес-Альфа,-Бета* и *-Гамма* лежат также на южном склоне между 3800 и 4600 м и имеют небольшой уклон. Фирновая линия во влажные годы проходит на высоте около 4000 м, но в сухие годы на ледниках фирна не остается совсем. Эти ледники очень чувствительны к колебаниям климата из-за небольшого высотного интервала. В недалеком прошлом они сливались в общий ледяной поток, а их поверхность в месте слияния была на 100 — 150 м выше, чем сейчас. В 1935 г. ледники Оливарес-Бета и -Гамма еще соединялись, а между 1934 и 1953 гг. ледник Оливарес-Бета отступил от места слияния на 1 км. На аргентинской стороне, в долине Рио-Бланко, в 1906 г. было 5 ледников длиной от 1 до 3 км, а через 40 лет они исчезли, оставив небольшие участки мертвого льда, покрытого мореной. Отступали и другие ледники. Так, в 1908 г. конечная морена лежала примерно в 600 м от соединявшихся концов *ледников Хункаль-Сегундо* и *Рио-Пломо;* к 1934 г. ледники разъединились и отступили на 3 км. Иначе вел себя *ледник Невадо.* В 1933 г. произошла быстрая подвижка ледника, его конец продвинулся на 900 м и перегородил р. Рио-Пломо. В 1934 г. произошел прорыв подпрудного озера, вызвавший наводнение на р. Рио-Мендоса с расходами до 3000 м^3/с. Был разрушен участок трансандийской железной дороги [*Helbling.* 1935].

На **Сьерра-дель-Полерас** (5960 м) 4 ледника общей площадью 46 км^2, длиной от 2 до 6 км оканчиваются на высоте 3600 — 4300 м. В начале XX в. все ледники отступали.

На вулканах **Тупунгато** (6800 м) и **Сан-Хуан** (6070 м) расположен крупный ледниковый массив. Здесь встречаются ледники разных размеров и типов: вершинные, висячие и долинные. С вершины Тупунгато на юг серией ледопадов спускается крупный ледник Тупуян, питающий р. Тупуян. Его длина около 20 км. С вторичного вулканического конуса к югу от главной вершины стекают *ледники Тупунгатино* и *Азуфре,* оба по 5 км длиной. Кратер влк. Сан-Хуан заполнен льдом, и несколько ледников спускается по его склонам. Концы ледников теряются в моренных наносах. К юго-западу от Сан-Хуана с гребня хребта в долину Рио-Музео стекает *ледник Музео.* В 1935 г. его конец быстро продвинулся на 4 км [*Lliboutry.* 1956]. По-видимому, он относится к пульсирующим.

В районе влк. Сан-Хосе (6070 м) и Сьерра-Мармолехо (6100 м) ледники занимают 131 км^2. Лед покрывает вершины, стекая короткими языками по склонам. Вершина Сан-Хосе свободна ото льда, но на склонах крупные висячие ледники. Один из них в 1927 г. продвинулся на 4 — 5 км, спустившись до отметки 2680 м, самого низкого положения конца ледника в этом районе.

В районе **влк. Майпо** (5323 м), **Сьерра-дель-Кастильо** (5485 м) и горной группы **Пикос-дель-Баррозо** (5000 м) общая пло-

щадь оледенения около 185 км². Ледники покрывают вершины и южные склоны гор. Преобладают висячие ледники. Самый крупный из них находится на южном склоне г. Пикос-дель-Баррозо и служит источником питания расположенного ниже возрожденного *ледника Качапоал,* сильно замореренного.

Крупный очаг оледенения находится между 34°30′ и 35° ю. ш., в районе массива Альто-де-лос-Арререс (4986 м) и влк. Тингиририка (4300 м). Здесь несколько вершин покрыто льдом, и много типичных альпийских ледников с обширными фирновыми бассейнами и языками, с множеством трещин и сераков, с обилием талых вод. В области абляции кающиеся редки или совсем отсутствуют. С массива **Альто-де-лос-Арриерес** в разных направлениях стекают крупные *ледники Кортодераль, Паломо-Норте, Сипрессес, Универсидад.* Снеговая линия проходит на высотах 3200 — 3300 м. Ледник Сипрессес — типичный долинный ледник, спускающийся на запад. Его конец покрыт мореной. Длина ледника 11,5 км. С начала XX в. он сильно отступил.

Ледник Универсидад, стекающий на юг, имеет длину 11,6 км и занимает площадь 29 км². Он образуется из двух ветвей, но главная из них — западная. Она имеет обширную, сравнительно плоскую область аккумуляции на высотах 3500 — 4300 м, которая соединяется с ледниковым языком 600-метровым ледопадом. В 1945 г. конец ледникового языка, разбитый многочисленными трещинами, растекался по плоскому дну долины в виде «предгорной луковицы». Это свидетельствовало о недавней быстрой подвижке ледника. К 1956 г. поверхность ледникового языка выровнялась и почти не имела трещин, а его конец отступил более чем на 1 км и покрылся мореной [*Lliboutry.* 1958].

Влк. Тингаририка (4300 м) в отличие от других вершин рассматриваемого района имеет гораздо более мощное оледенение на восточном склоне, а не на западном и южном. Это, вероятно, связано с особенностями орографии. Ледники спускаются до 2700 м при высоте снеговой линии 2900 — 3000 м.

На **Сьерра-Белависта** (34°35′ ю. ш.) много мелких крутых ледников с приледниковыми озерами. На **влк. Оверо** (4619 м), расположенном на той же широте, но на 30′ долготы восточнее, куполообразная вершина и верхние части склонов покрыты льдом. Ледник, стекающий на юг из кратера, имеет область аккумуляции, покрытую кающимися, но лишенную фирнового покрова. В верховьях долины р. Атуэль в 1912 г. был обнаружен большой долинный ледник длиной 12 км. К 1930 г. конец ледника отступил на 4,5 км, потеряв примерно 0,5 км³ льда.

К югу от 35° ю. ш. происходит дальнейшее увеличение влажности климата и понижение уровня снеговой границы, но ледников на участке Чилийско-Аргентинских Анд между 35 и 40° ю. ш. немного, так как в том же направлении уменьшается высота гор. Только отдельные вершины имеют ледники. На хребте между Пасо-Лас-Дамас и Сьерра-дель-Оро на восточном склоне водораздельного гребня лежит ледяное поле, с которого до 2500 м спускаются чистые, сильно растрескавшиеся висячие ледники. В 20 км восточнее, на хребте высотой 4120 м, есть несколько каровых ледников. Вершина активного **влк. Петероа** (4090 м) покрыта ледяной шапкой, а его кратер окружен кольцом толстых ледяных стен. Есть ледяные и снежные кающиеся. Временами, при активизации вулкана, лед и снег покрываются пеплом.

На **влк. Дескабесадо-Чико** (3830 м) мелкие ледники лежат под юго-восточным гребнем. На **влк. Сьерра-Кампанарио** (4002 м) есть вершинный ледник и висячие ледники на юго-западном склоне. Несколько небольших ледников — на **влк. Невадо-де-Ланкуен** (3230 м) **и влк. Домуйо** (4780 м). В районе Невадо-де-Чильян (3169 м) крутые трещиноватые ледники лежат на юго-западном склоне Сьерра-Бланки, а к юго-востоку от нее расположено небольшое плоское ледяное поле. Вершины **вулканов Копауэ** (2980 м), **Каллакуэн** (3164 м), **Лонкимай** (2822 м), **Льяйма** (3060 м), **Вилларрика** (2840 м), **Ланин** (3776 м) также несут на себе ледяные шапки и небольшие склоновые ледники. На самом высоком из них, влк. Ланин, вершина закрыта ледя-

ным куполом толщиной около 45 м, лед спускается на 90 м вниз по северному склону и на 1200 м по южному [*Mercer*. 1967].

Чилийско-Аргентинские Анды на участке между 40° и 46°30′ ю. ш. характеризуются значительным снижением уровня снеговой границы при движении с севера на юг в связи с ростом океаничности климата, увеличением твердых осадков и уменьшением таяния снега и льда в результате понижения температуры теплого времени года. Следствием этого является рост оледенения в южном направлении, несмотря на то что высота гор существенно не меняется или даже снижается. Общая площадь оледенения этого района около 770 км^2.

В северной части района небольшие ледяные шапки наблюдались на вершинах вулканов Пуеуэ (2240 м), Осорно (2660 м), Кальбуко (2011 м), но на последнем после извержения лед исчез. Значительное оледенение на **Сьерра-Тронадор** (3460 м). Главная вершина окружена зоной сильнотрещиноватого льда, который, обрушиваясь, питает лавинами языки нескольких возрожденных *ледников: Рио-Мансо* (дл. 5,2 км, пл. 7,3 км^2) с мощной конечной мореной у верхней границы леса на высоте 950 м; *Алерс* (дл. 5,2 км, пл. 7,3 км^2), оканчивающийся на высоте 1460 м; *Фриас* (дл. 7,4 км, пл. 14,4 км^2), спускающийся до 975 м; *Кастаньо* (дл. 5,3 км, пл. 8 км^2), высота конца ледникового языка 1114 м. Фирновая линия в разные годы и на разных склонах Сьерра-Тронадор располагается на высотах от 1500 до 2200 м. Ледники довольно активны. Так, на леднике Рио-Мансо скорости движения льда на языке 156 — 216 см/сут.

К востоку от Сьерра-Тронадор, между озерами Лаго-Науэль-Уапи и Лаго-Маскарди, встречаются мелкие долинные и каровые ледники. Их характерная особенность — положение всей массой ниже климатической снеговой линии, что свидетельствует о том, что они существуют только из-за благоприятных условий концентрации снега в глубоких карах за счет навевания и лавин

На участке Анд между 42 и 43° ю. ш. небольшие ледники есть на г. Яте (2111 м); много коротких ледников и один долинный — на Кордон-дель-пико-Альто (около 3000 м); есть несколько маленьких ледников на Сьерро-Чато (2440 м); на Сьерро-Торресильес (2133 м) два каровых ледника, один из них возрожденный, питающийся лавинами с 300-метрового обрыва. Слаборасчлененный конус **влк. Минчинмавида** (2470 м) почти полностью покрыт снегом и льдом; по склонам спускаются два коротких ледниковых языка. Высота снеговой линии 1400 м.

К югу от 43° ю. ш. высота снеговой линии быстро снижается, и оледенение становится все более значительным. Несколько ледников имеется на **влк. Корковадо** (2300 м). Плосковершинные горные массивы **Сьерра-Куатро-Пирамидес** (2408 м) и **Сьерра-Невадо** (2042 м) покрыты обширными ледниками плато с круто обрывающимися краями. С первого из них ледниковые языки спускались в конце прошлого столетия до 590 м над ур. м. На втором, а также восточнее, вдоль чилийско-аргентинской границы, много коротких крутых ледников. Высота снеговой линии здесь около 1700 м. Южнее, под 44° ю. ш., на **влк. Мелимою** (2400 м) обширное оледенение покрывает всю вершину. На **Сьерро-Оверо** (1890 м) площадь ледяного поля достигает 150 км^2. С него спускаются выводные ледники, которые незначительно отступили от своих конечных морен. На вулканах **Монт-Маса** и **Пуэрто-Айсен** есть вершинные и висячие ледники.

К югу от Пуэрто-Айсен до Северного Патагонского ледникового плато находится несколько горных групп, в которых есть короткие ледники и два небольших ледяных поля. Одно из них расположено на 45°55′ ю. ш., 73° з. д. Стекающие с него короткие выводные ледники имеют признаки значительного отступания. Но большой *ледник Уемулес* длиной 12 км отступил совсем немного. Выводной ледник, стекающий с соседнего ледяного поля, также отступил незначительно. Оба этих ледника текут на северо-запад. Многолетняя снеговая граница на участке между 45° и 46°30′ ю. ш. лежит на высоте около 1400 м.

[*Lliboutry*. 1956; *Mercer*. 1967; *Лосева*. 1968; *Глебова и др*. 1984]



Характер оледенения горного массива Пэйн

Раздел 2

СЕВЕРНОЕ И ЮЖНОЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ПЛАТО

Между 46°30′ и 51°20′ ю. ш. оледенение Анд достигает максимального развития. Здесь широкие продольные депрессии в приводораздельной части горного поднятия заполнены мощными толщами льда, образующими два огромных ледниковых плато — Северное и Южное, общей площадью более 20 тыс. км^2, которые по морфологии и размерам сходны с ледниковым плато Джуно на Аляске, несмотря на расположение в значительно более низких широтах и небольшую высоту гор. Крупные выводные ледники на западе спускаются до уровня моря и продуцируют айсберги, а на востоке достигают крупных озер, расположенных вдоль восточного подножия Анд на высотах от 187 до 215 м над ур. м. Столь значительное оледенение этой части Анд объясняется очень влажным океаническим климатом, формирующимся под воздействием сильных западных ветров с Тихого океана, которые господствуют в течение круглого года и приносят на материк плотную облачность и обильные осадки. Их годовая сумма на Тихоокеанском побережье составляет 2000—3000 мм, а в горах, на уровне поверхности ледниковых плато (около 1500—2000 м над ур. м.), увеличивается до 7000 мм. На этом уровне осадки выпадают почти исключительно в виде снега, что создает очень благоприятные условия для существования ледников. По мере движения на восток климат становится суше, и количество осадков уменьшается. Соответственно в том же направлении увеличивается высота снеговой границы, и оледенение горно-покровного типа сменяется горным. Уровень снеговой границы снижается также с севера на юг в соответствии с широтной климатической зональностью, и оледенение на тех же абсолютных высотах становится все более значительным.

Кроме Северного и Южного ледниковых плато в рассматриваемом широтном поясе Южной Америки много независимых ледниковых образований как к западу, так и к востоку от этих плато. Так, в аргентинском Каталоге ледников приводятся сведения о 356 ледниках, расположенных между 47° 30′ и 51° ю. ш. [*Bertone*. 1960, 1972], но, по-видимому, их больше.

Северное Патагонское ледниковое плато (46°31′—47°35′ ю. ш., 73°—

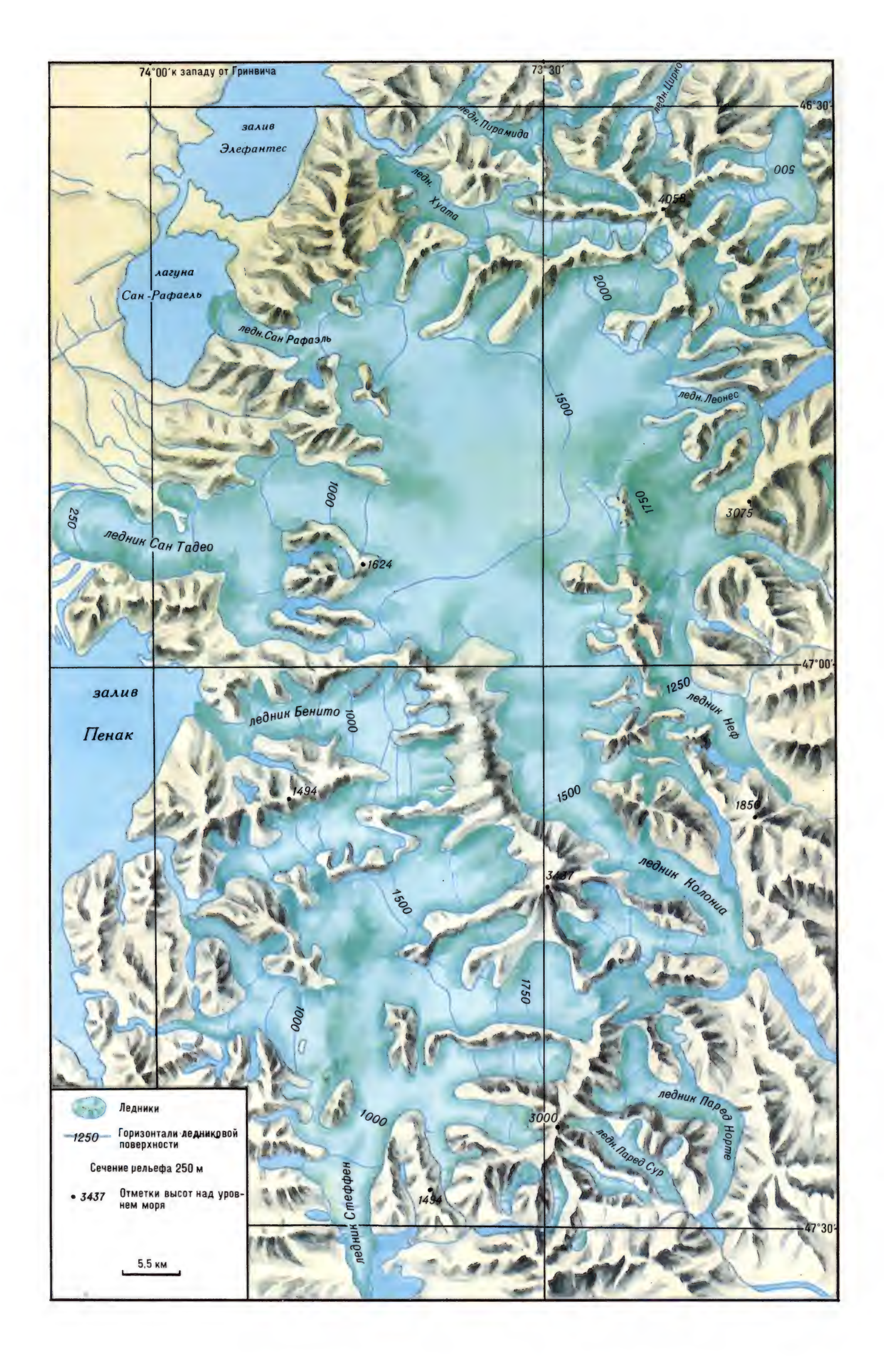
74° з. д.) протягивается с севера на юг на 130 км при ширине от 45 до 75 км. Его площадь вместе с выводными ледниками около 7600 км². По морфологическому типу это переходное оледенение от горно-долинного к покровному (гляциологи относят его к горно-покровному). Условно его можно разделить на три части: северную, среднюю и южную. Орографическим центром северной части служит горный массив Сан-Валентин (4058 м) с многочисленными отрогами. С его северных и восточных склонов стекают крупные долинные *ледники: Цирко, Сан-Валентин, Фиеро*. Два крупных выводных ледника, *Пирамида* и *Хуата*, текут на запад, получая основное питание с главного ледникового плато, поверхность которого в их истоках прорвана многочисленными нунатаками и испещрена труднопреодолимыми трещинами. Ледники северного и восточного склонов трещиноватые, труднопроходимые и сильно загрязнены моренным материалом. Ледники западного склона значительно чище.

Средняя часть Северного ледникового плато представляет собой волнистое фирновое поле с нунатаками лишь в его краевых частях. Оно имеет овальные очертания с длинной осью север — юг около 55 км при ширине 25—35 км. Поверхность плато почти не имеет трещин. Ледораздел смещен к востоку, текущие на восток выводные ледники короче и круче ледников западного склона. На запад текут два огромных выводных *ледника: Сан-Тадео* (дл. 57 км, средн. шир. 8 км) и *Сан-Рафаэль* (дл. 45 км, средн. шир. 3 км). Два больших выводных ледника стекают также на юго-восток — *Колониа* и *Неф*. Средняя часть ледникового плато от южной его части отделена возвышающейся над ледниковой поверхностью горной грядой Кордон-Альсен высотой 2500—3000 м.

Ледник Сан-Рафаэль — единственный ледник Северного плато, изучавшийся гляциологами, и он же является самым северным ледником Южной Америки, достигающим уровня моря на 46° 40′ ю. ш., на 10° широты дальше от полюса, чем ледники Аляски. Он оканчивается 5-километровым фронтом в лагуне Сан-Рафаэль, части залива Элефантес, и продуцирует айсберги. История колебаний конца ледника прослежена с середины XVII в., когда его язык был короче, чем в 1959 г. Со второй половины XVIII в. до последней четверти XIX в. ледник наступал. Затем в 1910 и 1935 гг. сформировались морены отступания, а в 1958 г. ледник продвинулся на территорию, которая была свободна ото льда 29 лет. В 1964 г. края ледникового языка все еще примыкали к взрослому лесу, а его поверхность представляла хаотическое нагромождение сераков, разделенных глубокими трещинами. Боковая морена местами состояла из вырванных с корнем деревьев. Возможно, подвижки ледника носили характер подвижек пульсирующих ледников. Соседние *ледники Хуата* и *Пирамида* имеют серии морен, подобные моренам ледника Сан-Рафаэль. В настоящее время один из них не имеет следов отступания, а второй отступил очень мало. Выпуклый конец *ледника Сан-Тадео* местами отступил от конечной морены, но в других местах он вблизи нее. В боковых долинах есть подпруженные этим ледником озера. Большие подпрудные озера есть также в боковых долинах его крупнейшего притока — *ледника Андре*.

Ледники восточного склона почти все значительно отступили от своих конечных морен, а их поверхность заметно понизилась. Это связано с тем, что ледники западного склона находятся в лучших условиях питания по сравнению с ледниками восточного склона.

Южная часть Северного ледникового плато, отделенная от средней части горной грядой Кордон-Альсен, расчленена на несколько камер горными грядами и нунатаками. На юг с плато стекает *ледник Стеффен* (дл. 50 км, средн. шир. 4 км) и ряд менее крупных выводных ледников. В боковых долинах этих ледников много подпрудных озер. На запад стекает несколько крупных выводных ледников (*Бенито* и др.). Их поверхность, как и у ледника Стеффен, почти полностью лишена моренного покрова, а концы не обнаруживают тенденции к отступанию. На восток стекает *ледник Колониа*, имеющий несколько крупных притоков, и *ледники Паред-Норте* и *Паред-Сур*. Их концы сильно отступили от



74°00′ к западу от Гринвича
73°30′
46°30′
47°00′
47°30′
залив Элефантес
лагуна Сан-Рафаель
ледн. Сан Рафаэль
ледник Сан Тадео
ледн. Пирамида
ледн. Хуата
ледн. Цирко
ледн. Леонес
4058
3075
1624
залив Пенак
ледник Бенито
1494
ледник Неф
1850
ледник Колониа
3437
ледник Паред Норте
ледн. Паред Сур
3000
ледник Стеффен
1494
250
500
1000
1250
1500
1750
2000
Ледники
1250 Горизонтали ледниковой поверхности
Сечение рельефа 250 м
• 3437 Отметки высот над уровнем моря
5,5 км

Ледник Сан-Рафаэль



Конец ледника Сан-Рафаэль, спускающийся в одноименную лагуну залива Элефантес



недавнего максимума. Средняя высота фирновой линии в пределах Северного Патагонского ледникового плато составляет 1250—1350 м над ур. м. На западном склоне она ниже, на восточном — выше.

Горные массивы вокруг Северного Патагонского ледникового плато несут на себе независимые группы ледников. Мелкие ледники есть в горах к западу от ледников Стеффен и Бенито. К востоку от Северного Патагонского ледникового плато несколько горных групп в значительной степени покрыто льдом. Типичным является оледенение **Кордона-Контрерас** (46° 50′ ю. ш., 73° з. д.) с высотами от 2000 до 2500 м. Здесь преобладают короткие и крутые долинные ледники. Между озерами Буэнос-Айрес и Сан-Мартин, расположенными на восточном склоне Кордильеры, но в бассейнах рек, текущих в Тихий океан, многие горные массивы имеют долинные и каровые ледники. Так, с **Сьерра-Кохран** от главного обрывистого пика

◀Северное Патагонское ледниковое плато. Составила Т. В. Псарева

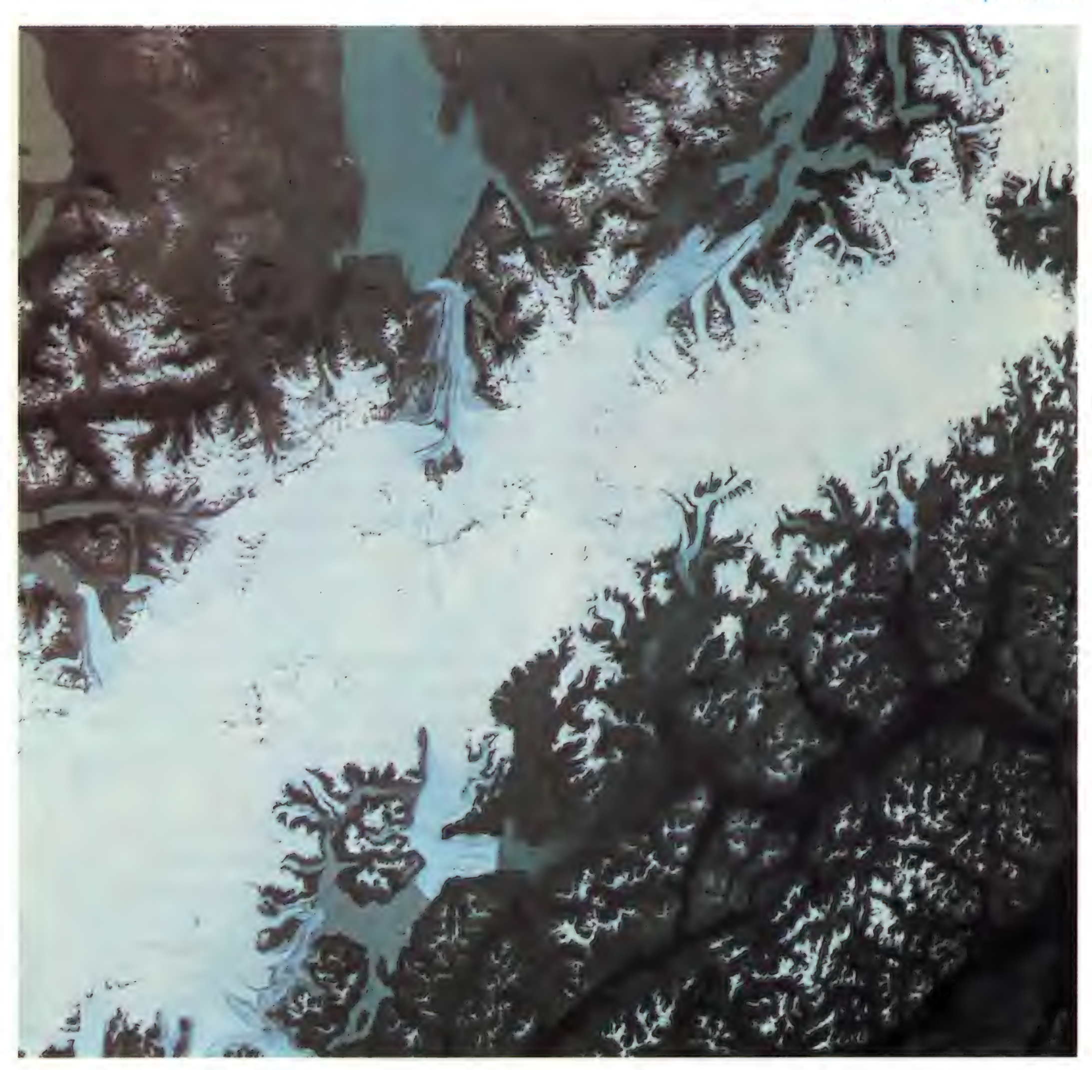
(3700 м) радиально расходятся несколько долинных ледников, концы которых за последние годы значительно отступили. К западу и юго-западу от этого массива расположено несколько маленьких, покрытых льдом плато, с которых спускаются короткие долинные ледники, имеющие признаки отступания. Ледники **Гран-Кордон-Невады** (48° 20′ ю. ш., 72° 45′ з. д.) также сильно сократились. Между северо-западным и северо-восточным заливами оз. Сан-Мартин много мелких ледников, потерявших около трети своей длины по сравнению с недавним максимумом. **Сьерра-де-Сангра** к востоку от Бразо-Норте-Ориенте несет на себе долинные ледники, расходящиеся во всех направлениях от центра ледяного поля до высоты 1300 м. Все они отступают, и многие оканчиваются в приледниковых озерах. К югу от Сьерра-де-Сангра до 48° 50′ ю. ш. на горных пиках много каровых ледников, оканчивающихся на высотах 1400—1500 м. Несколько горных групп с высотами 1800—2000 м расположено между Северным и Южным ледниковыми плато. На них имеются долинные и каровые ледники.

Южное Патагонское ледниковое плато (48°15′—51°20′ ю. ш., 73°—74° 15′ з. д.) протягивается с севера на юг на 360 км при максимальной ширине 90 км и средней — 40 км. Общая площадь ледникового плато с нунатаками и выводными ледниками составляет 14 тыс. км^2, а за вычетом нунатаков — около 12 тыс. км^2. Средняя высота поверхности — 1500 м. Морфология ледникового плато сложная: лед заполняет крупные продольные депрессии в осевой зоне Анд, образуя обширные ледяные поля, прорванные нунатаками и обрамленные горными хребтами главным образом меридионального направления, поднимающимися над поверхностью ледяных полей на 1000—1500 м. По широким долинам между этими хребтами в различных направлениях стекают многочисленные выводные ледники. На западе многие из них достигают уровня моря, впадая во фьорды Тихого океана, а на востоке спускаются в заливы крупных предгорных озер: Сан-Мартин (285 м над ур. м.), Вьедма (254 м), Лаго-Архентино (187 м) и др.

К л и м а т в районе Южного Патагонского ледникового плато ярко выраженный океанический, очень влажный, с умеренно холодной зимой и прохладным облачным летом. В течение круглого года господствуют влажные западные ветры с Тихого океана. На уровне ледникового плато годовое количество осадков достигает 7000—8000 мм, главным образом в виде снега. На восточной стороне ледникового плато климат становится суше, количество осадков уменьшается. Более благоприятные условия питания западного склона ледникового плато атмосферными осадками привели к смещению ледораздела к востоку: 65% общей площади ледниковой поверхности расположено западнее ледораздела, и только 35% — восточнее него. По той же причине на западной стороне снеговая линия и концы ледников лежат на сотни метров ниже, чем на восточной. Вместе с тем наблюдается закономерное понижение уровня снеговой границы с севера на юг в соответствии с широтной климатической зональностью: на северной окраине ледникового плато высота снеговой линии 1200 м, а на южной — 650 м. Несмотря на это, к югу оледенение не увеличивается, а убывает. Причина — в понижении гор и сужении горной полосы к югу.

Широтная депрессия, соединяющая верховья фьорда Андре на западе с заливом Мэйо оз. Лаго-Архентино на востоке, делит Южное Патагонское ледниковое плато на две неравные части — северную и южную. Площадь северной части около 11 тыс. км^2, южной — 3 тыс. км^2. Возвышающиеся на 1000 м и более над ледниковой поверхностью горные цепи и нунатаки в свою очередь делят каждую из этих частей на более или менее обособленные ледяные поля и группы ледников.

Самое обширное ледяное поле лежит к северу от 49° ю. ш. и к западу от оз. Сан-Мартин. Его поверхность — это слаборасчлененная снежная равнина с несколькими небольшими нунатаками. В южной части она становится более расчлененной и трещиноватой, количество нунатаков увеличивается. Из ледяного поля в разных направлениях вытекают выводные ледники.



Южное Патагонское ледниковое плато. Снимок из космоса

Ледник Хорхе-Монтт (дл. 52 км, средн. шир. 5 км) течет на север и впадает в фьорд Кален. За 40 лет (с 20-х по 60-е годы XX в.) его конец отступил почти на 10 км. На запад стекают крупные *ледники Бернардо, Темпано, Оксиденталь,* а на юг — *ледник Греве*, на поверхности которого много вулканического пепла, выпавшего при извержениях влк. Лаутаро (3380 м). Конец ледника незначительно отступил от максимума.

Ледники восточного склона: *Хиггинс, Ривера, Ориенталь* и ряд менее крупных. Ледник Хиггинс (дл. ок. 40 км, шир. 6 км) имеет обширнейшую слаборасчлененную область аккумуляции на высотах от 1250 до 1600 м над ур. м. Высота фирновой линии 1100 м. Язык ледника фронтом более 6 км спускается в оз. Сан-Мартин и продуцирует айсберги. С 1920 по 1957 г. конец ледника отступил на 6—8 км, и его поверхность понизилась на 180 м. Язык ледника сильно загрязнен вулканическим пеплом. К северу от ледника Хиггинс горы Сьерро-О'Хиггинс (2773 м) и Сьерро-Мельисо-Сур (3292 м) поднимаются выше главного ледникового поля, и большинство ледников, текущих на восток, лишь частично питаются льдом главного поля — бóльшая часть питающего их льда поступает с названных гор. Почти все ледники оканчива-

ются в приледниковых озерах и имеют признаки отступания. Между Сьерро-Мельисо-Сур и заливом Бразо-Норте-Оксиденте озера Сан-Мартин много мелких ледников. К югу от влк. Лаутаро протягиваются горные цепи Пия XI и Мариано Морено с многочисленными отрогами, разделяющие ледниковые бассейны: Коменданте, Четырех ледников, Италия. С западных склонов гор Пия XI и из бассейна Коменданте получает питание выводной *ледник Брагген* (дл. 42 км, шир. более 5 км), текущий на северо-запад и сбрасывающий лед в фьорд Эйре. Этот ледник относится к пульсирующим. В 1826 г. его конец достигал противоположного берега фьорда Эйре, к 1945 г. он отступил на 3 км, а в 1962 г. снова продвинулся на 5 км. Поверхность ледника покрылась густой сетью трещин, а в боковых долинах образовались крупные подпрудные озера. По космическим снимкам 1978 г. было установлено новое продвижение конца ледника, перегородившего фьорд Эйре и надвинувшегося на его противоположный берег. Ледник подпрудил устья нескольких долин, и на месте ранее сравнительно небольшого оз. Греве образовалось огромное озеро площадью 200 км^2 и объемом около 23 км^3 [*Глебова и др.* 1982].

Бассейн Четырех ледников дает начало ледникам Чико и Вьедма и подпитывает ледники Брагген и Хиггинс.

Ледник Чико стекает на северо-восток, его поверхность сильно загрязнена вулканическим пеплом. Конец ледника спускается в залив Бразо-Сур оз. Сан-Мартин и продуцирует айсберги. Небольшой ледник в истоках Рио-Электрико слабо расчленен и известен как удобный путь, которым пользовались многие экспедиции, на главное ледниковое поле.

С восточного склона массива Сьерро-Гора-Бланка спускаются 5 ледников, все отступают, оканчиваются в приледниковых озерах.

Ледник Вьедма (дл. 40 км, пл. 575 км^2) течет на юго-восток, получая питание как из бассейна Четырех ледников, так и с восточных склонов гор Мариано-Морено. Он состоит из двух ветвей, разделенных большой срединной мореной, начинающейся от нунатака Витте. Это единственный ледник, продуцирующий айсберги в одноименное озеро. В верховьях поверхность ледника сравнительно ровная, но нижние 8 км ледникового языка практически непроходимы из-за огромного количества трещин. В области абляции много вытаявших на поверхность скоплений вулканической пыли и пепла, источником которых является влк. Лаутаро, расположенный примерно в 60 км от ледника. У южного края ледникового языка лежит большое подпрудное озеро. Две серии боковых морен свидетельствуют о периодических колебаниях ледника.

Несколько независимых ледников лежит в горах к востоку от ледника Вьедма, на хребтах Сьерро-Уемул, Сьерро-Соло и Сьерро-Фиц-Рой. Два ледника спускаются с Сьерро-Соло до 800 м над ур. м. В долине Рио-Фиц-Рой ледник Адели оканчивается в приледниковом озере на высоте 660 м, ледник Педрас-Бланкос на восточном склоне Сьерро-Фиц-Рой также спускается в приледниковое озеро, подпруженное мощной мореной.

Ледник Упсала (дл. 60 км, пл. 595 км^2) — это самый большой ледник Южного Патагонского ледникового плато и всей Южной Америки. В истоках, у ледораздела с ледником Вьедма, ширина ледника около 40 км. У фронта, обрывающегося 60-метровой ледяной стеной в северный залив оз. Лаго-Архентино, ледник суживается до 4 км. Значительную часть питания он получает от активных правобережных притоков, спускающихся с гор, обрамляющих ледник с запада. Толщина ледника 210—230 м; за период между 1951 и 1972 гг. у бортов ледника она уменьшилась. Конец ледника, продуцировавший айсберги толщиной до 160 м, за 20 лет отступил на 700 м, и часть его фронта длиной около 2 км стала оканчиваться на суше [*Bertone*. 1972].

К востоку от ледника Упсала высокие Прекордильеры имеют много ледников. На восточном склоне Сьерро-Норте очень крутой ледник оканчивается в приледниковом озере; на юго-восточном склоне этой горы — возрожденный ледник. К юго-востоку от Сьерро-Норте

расположено ледниковое плато с крутым выводным ледником, спускающимся до 1000 м.

К югу от гор Мариано-Морено расположено обширное *снежное поле Италия,* почти полностью лишенное нунатаков. С востока оно обрамлено горной цепью, за которой течет с севера на юг ледник Упсала, берущий начало в северной части снежного поля Италия. Через сквозные долины в горной цепи с этого поля подпитываются также крупные правые притоки этого ледника. На запад от снежного поля спускается много выводных ледников средних размеров, часть из них достигает фьордов Тихого океана.

С юга снежное поле Италия ограничивает покрытая льдом горная гряда Рома (3270 м), за которой лежит *снежное поле Япония* с поднимающимися над ним многочисленными нунатаками. С него на запад стекают выводные *ледники Пенгуин, Европа, Жилярди,* продуцирующие айсберги во фьорды Тихого океана, и ряд менее крупных ледников. Ледники восточного склона — *Агассиц, Онелли* и *Спегаццини* — достигают побережья заливов оз. Лаго-Архентино. Все они круты и трещиноваты. Ледник Спегаццини продуцирует айсберги в оз. Лаго-Архентино, ледники Онелли и Агассиц оканчиваются в оз. Онелли, которое лежит лишь на несколько метров выше оз. Лаго-Архентино. Ледники незначительно отступили от максимума второй половины прошлого столетия [*Mercer*. 1960].

Южная часть Южного Цатагонского ледникового плато имеет более расчлененную поверхность, чем северная его часть, здесь много нунатаков и горных гряд, возвышающихся над ледниковой поверхностью. По своему типу оледенение этой части Южного Патагонского ледникового плато ближе всего к оледенению главного острова Шпицбергена и может быть названо сетчатым. Большинство ледников как западного, так и южного и восточного склонов относится к бассейну Тихого океана. В фьорд Кальво впадает несколько крутых и чистых ледников, продуцирующих большое количество айсбергов. Крупные выводные ледники западного склона *Азия* и *Амалия* оканчиваются в приливо-отливной зоне фьордов Азия и Пиль. Первый из них имеет признаки наступания, а второй отступает.

На южном и восточном склонах крупные ледники *Бальмаседа, Тиндаль, Грей* и *Диксон* оканчиваются в больших приледниковых озерах, имеющих сток в реки Тихоокеанского бассейна. *Ледник Бальмаседа* (дл. 12 км) имеет сильнотрещиноватый язык, выпуклый конец которого подпруживает три приледниковых озера. *Ледник Тиндаль* (дл. 35 км, шир. 4 км) имеет небольшой уклон, поверхность его очень чистая. Конец ледника подпруживает два озера. Есть признаки небольшого отступания. *Ледник Грей* (дл. 28 км, шир. 5 км) оканчивается в одноименном озере двумя языками, разделенными скалистым выступом. В 20-х годах край ледника достигал леса, но с тех пор ледник отступил. Пятно поверхностной морены вблизи осевой линии ледникового языка продвинулось между 1946 и 1956 гг. на 4 км, т. е. средняя скорость движения льда составила 400 м/год [*Lliboutry*. 1956]. *Ледник Диксон* спускается в одноименное озеро. Между 1896 и 1943 гг. его конец отступил примерно на 800 м.

В горах к востоку от названных ледников есть небольшие независимые ледники: с Сьерро-Бальмаседа (2035 м) к фьорду Ультима-Эсперанца спускается два чистых крутых ледника; много мелких ледников на Сьерро-Тенериель (1860 м), очень сильно сократившихся в последнее время; есть несколько коротких загрязненных ледников в массиве Сьерро-Пайне, также сильно отступивших.

Ледник Морено (дл. 23 км, пл. ок. 200 км^2) находится под наблюдением с 1899 г. Поверхность ледника очень чистая, много трещин. Скорость движения льда, измеренная в 5,5 км от конца в 1948—1950 гг., в осевой зоне ледника составила 965 м/год. Конец ледника спускается в оз. Лаго-Архентино и продуцирует айсберги. Ледник пульсирующий. С конца XIX в. он неоднократно испытывал подвижки. В 1914 г. конец ледника продвинулся поперек залива оз. Лаго-Архентино и почти достиг противоположного берега. В 1935 г. залив впервые

был перегорожен ледником полностью. С 1935 по 1963 г. ледник подпруживал озеро 10 раз. В октябре 1956 г. уровень воды в отгороженном заливе озера поднялся на 23 м, вызвав серьезное наводнение, затем произошел прорыв запруды. В 1963 г. залив озера вновь был перегорожен, конец ледника вторгся в лес возрастом несколько сот лет. В том же году ледяная плотина была прорвана. В марте 1972 г. залив озера снова был перегорожен ледником, уровень воды в подпруженной части озера поднялся на 38 м, были затоплены обширные пространства. Ледяная плотина была разрушена в течение последующих двух лет, и уровень воды по обе ее стороны выровнялся [*Bertone*. 1972].

На хребтах и горных вершинах, окружающих Южное Патагонское ледниковое плато как с запада, так и с востока, много независимых вершинных, долинных, висячих и каровых ледников. О них нет почти никаких сведений, и даже невозможно определить их общую площадь. Немногим больше сведений и о ледниках между Южным Патагонским ледниковым плато и Магеллановым проливом. По аэрофотосъемке 40-х годов горы вдоль западного края Фьордо-делас-Монтеньяс почти сплошь покрыты льдом, и здесь нет безледного пространства в устьях бухт. Пять крутых и трещиноватых ледников с Кордон-Сарьяменто стекает на восток в фьорд. Маленькие ледники лежат вдоль гребня поперечной гряды на п-ове Росса. На п-ове Антонио-Варас между Сено-Ультима-Эсперанца и Гольфо-Альмиранте много мелких ледников, все имеют следы недавнего сокращения. Много ледников в южной части п-ова Муньос-Гамеро. Острова между п-овом Муньос-Гамеро и Исло-Риско имеют много ледников и ледяное поле 20×10 км с центром на 52° ю. ш., 73° 10′ з. д., выводные ледники с него крутые и чистые. Западная половина Исло-Риско имеет много покрытых льдом пиков и горных групп. От ледяного поля в центре Сьерро-Лардильеро (1665 м) спускаются выводные ледники, концы которых недавно отступили, многие из них оканчиваются в озерах. Вокруг оз. Риско в восточной части Исло-Риско много ледников лежит на холмах высотой до 1040 м. Ледник в верховьях Байо-Вентискверо на западном берегу п-ова Кордова после 1881 г. продвинулся в лес, и много мертвых деревьев было включено в его конечную морену. К 1945 г. ледник отступил от конечной морены.

В целом по Южному Патагонскому ледниковому плато и прилегающим территориям наблюдается определенная закономерность в колебаниях ледников: ледники западного (тихоокеанского) склона, как правило, стационарны или даже наступают, а ледники восточного (атлантического) склона отступают, и тем сильнее, чем далее на восток от ледораздела они расположены. Связано это с тем, что ледники западного склона находятся в лучших условиях питания атмосферными осадками, которые поставляют влажные западные ветры с Тихого океана.

[*Lliboutry*.1956; *Corbella*. 1957; *Shipton*. 1964; *Mercer*. 1967; Atlas Chile. 1972; *Bertone*. 1972; *Глебова и др*. 1982, 1984]

Раздел 3

АРХИПЕЛАГ ОГНЕННАЯ ЗЕМЛЯ

Архипелаг Огненная Земля, отделенный от южной оконечности Южной Америки Магеллановым проливом, состоит из главного острова — собственно Огненной Земли и большого числа островов меньших размеров, разделенных узкими извилистыми проливами. Как главный остров, так и большинство других островов, особенно в западной части архипелага, расчленены многочисленными фьордами, глубоко врезающимися в сушу. Общая площадь архипелага 72 тыс. км^2, из них 3500 км^2 покрыто ледниками. Ледники есть на о-вах Десоласьон, Кларенс, Капитан-Арасена, Санта-Инес, Осте и Гордон, где плато и горные вершины поднимаются до 1000—1300 м, но основное оледенение сосредоточено в **Кордильере-Дарвин** (2280—2468 м) на главном острове, являющейся естественным продолжением Южноамериканских Анд. Почти все ледники находятся в западной части архипелага, на территории Чили. В Аргентине известно лишь несколько долинных и каровых ледников, встречающихся не далее 25 км к востоку от города Ушуая.

К л и м а т Огненной Земли океанический, прохладный. Морской воздух поступает главным образом с запада, с Тихого океана, по южной периферии антициклонов или по северной периферии циклонов. В связи с этим на западе архипелага осадков выпадает в несколько раз больше, чем на востоке (2000—4000 мм и до 500 мм соответственно), что наряду с особенностями рельефа и обусловило сосредоточение основной массы ледников в западной части архипелага. Уровень снеговой линии повышается с 600—700 м на западе до 1000 м на востоке.

На **о. Десоласьон** ледники расположены в горном массиве Монте-Харт-Дайке (1097 м). На **о. Санта-Инес** ледяное поле покрывает его бóльшую юго-восточную часть, с высшей точки острова — г. Вартон (1317 м) — несколько выводных ледников спускается к морю и продуцирует айсберги. В наиболее возвышенных частях **о-вов Кларенс** и **Капитан-Арасена** много каровых и висячих ледников. На о. Стьюарт всего несколько небольших ледяных тел вблизи от его высшей точки (860 м). На **о. Лондондерри** несколько ледников плато длиной около 3 км, с которых короткие языки спускаются до отметок 400—500 м. На **о. Гордон** (высшая точка 975 м) много коротких долинных ледников, спускающихся до 600 м; один ледник спускается до 200 м. В западной части **о. Осте** лежит ледяное поле около 20 км в поперечнике, прорванное несколькими скалистыми гребнями; некоторые выводные ледники достигают Канала Бигль и продуцируют айсберги. На остальной территории острова разбросаны мелкие ледники, некоторые из них лежат ниже снеговой линии. Небольшие ледники на **п-овах Роус и Харди** — самые южные на Огненной Земле. Большинство ледников на названных выше островах в первой половине XX в. отступало.

На главном острове Огненной Земли основу оледенения составляют горно-покровные ледяные поля со спускающимися с них выводными ледниками. Распространены также горно-долинные и каровые ледники. Самый крупный ледниковый массив расположен в наиболее высокой части Кордильеры-Дарвин. Он протягивается вдоль горного поднятия с запада на восток на 110 км при максимальной ширине до 25 км. Плановые очертания ледникового покрова очень извилистые из-за глубоко вдающихся в сушу фьордов, а поверхность разделена на отдельные бассейны многочисленными скалистыми гребнями. Некоторые выводные ледники достигают верховьев фьордов и продуцируют айсберги. В то же время во многих местах непосредственно к концам ледников подступают заросли низкорослых влаголюбивых лесов. Краткое описание наиболее интересных ледников дано ниже (с запада на восток — вдоль северного побережья и с востока на запад — вдоль южного).



Характер оледенения горной группы Оливи (Огненная Земля)

П-ов Брекнок простирается на 90 км к западу от фьорда Контраальмиранте-Мартинец. На его западной оконечности, представляющей слаборасчлененное плато с высотами до 1000 м, лежат небольшие ледниковые шапки. По мере

движения на восток высота гор увеличивается, и оледенение становится все более обширным. На п-ове между фьордами Сено-Чико и Сено-Негри с высотами до 1230 м ледники покрывают бо́льшую часть площади. В верховья Сено-Негри спускается *ледник Негри,* конечная морена которого отделяет от фьорда довольно большую лагуну. Наиболее мощное оледенение восточной части п-ова Брекнок расположено на полуострове между фьордами Сено-Негри и Контральмиранте-Мартинец. С господствующей на полуострове вершины Сармьенто (2199 м) ледники спускаются во всех направлениях: *ледник Чиапарелли* — на северо-запад, *ледники Конвей* и *Ловисато* — на юго-запад. Последний из них — единственный, имеющий много морены на поверхности. Остальные ледники чистые. Климат этого района очень влажный и холодный, осадков выпадает до 4000 мм в год, главным образом в виде снега. Снеговая линия проходит на высоте 600 м. Признаков отступания ледников не обнаружено. На вытянутом на северо-запад полуострове между Каналом-Габриель и Сено-Китс лежит ледяное поле длиной 10 км, шириной 5—6 км. Из коротких выводных ледников только один достигает Канала-Габриель, остальные оканчиваются на высоте 150—200 м над ур. м. В юго-западной части этого полуострова между фьордом Де-Агостино и Байя-Филтон на сильнорасчлененных горах высотой от 1500 до 2040 м много небольших, крутых и очень трещиноватых ледников. Большинство ледников незначительно отступило от конечных морен конца прошлого столетия.

На полуострове между фьордом Контральмиранте-Мартинец и фьордом Де-Агостино расположено северо-западное ответвление главного ледникового поля Огненной Земли длиной около 30 км, шириной 5—6 км. С него спускается до десятка выводных ледников, некоторые из них достигают фьорда Де-Агостино и продуцируют айсберги. Ледники крутые, трещиноватые, в большинстве своем чистые; сильно заморенен лишь один ледник, продуцирующий в Сено-Серрано (южная ветвь фьорда Де-Агостино) айсберги.

К востоку от линии, соединяющей верховья Сено-Серрано с верховьями Фьорда-Вентискверо, расстилается *главное ледниковое поле Огненной Земли,* занимающее наиболее высокую часть Кордильеры-Дарвин. С него в северное ответвление фьорда Де-Агостино спускается выводной ледник, от которого отламывается много айсбергов. Между фьордом Де-Агостино и фьордом Брокс край ледникового поля до уровня моря не доходит, но в юго-западное ответвление фьорда Брокс впадает большой *ледник Финляндии,* продуцирующий айсберги. Между 1929 и 1962 гг. ледник отступил, открыв прибрежные скалы.

На север от главного гребня Кордильеры-Дарвин с отметками 2280 и 2468 м спускается самый большой выводной ледник Огненной Земли — *ледник Маринелли* длиной более 25 км. Его конец 5-километровым фронтом впадает в Бай-Айсворт (южное ответвление Фьорда-Адмирантаго) и продуцирует айсберги. Поверхность ледника чистая, за исключением двух срединных морен; в верховьях огромные поперечные трещины. С гребня, окаймляющего этот ледник с востока, в фьорд Парри спускается несколько коротких крутых ледников. В верховья этого фьорда впадает *ледник Дарвин,* а в его юго-восточное ответвление — *ледник Куевас.* На вершине, расположенной к востоку от фьорда Парри, несколько небольших ледников, стекающих в разные стороны. Еще восточнее в межгорной долине лежит полого спускающийся на север сильно заморененный *ледник Ведова.* От залива его конец отделяет флювиогляциальная равнина длиной 3 км. Далее на восток горы становятся ниже, и непрерывный ледниковый покров Кордильеры-Дарвин кончается. Сохраняются лишь небольшие долинные ледники на западных склонах гор и каровые на восточных.

На южном обрамлении главного ледникового поля Кордильеры-Дарвин расположен выводной *ледник Стоппани,* текущий на юго-восток. Он не доходит 10 км до верховьев Байя-Йендегайя — его конец дальше от моря, чем конец любого другого выводного ледника с ледяного поля Кордильеры-Дарвин. На п-ове между Байя-Йендегайя и Каналом-

Бигль короткие и крутые ледники. Один из них, *ледник Франция,* в конце прошлого столетия, по-видимому, наступал — на его конце активный лед был надвинут на мертвый, а фронт ледника 50-метровой стеной нависал над гребнем сильно заросшей древней морены. В 1945 г. ледник спускался огромным ледопадом, и его конец был близок к максимальному положению. Соседний *ледник, Италия,* спускается широким ледопадом, который на конце резко сужается и отламывается айсбергами в Канал-Бигль. Следующий к западу выводной ледник, Ронкагли, оканчивается в нескольких сотнях метров от берега. В боковых долинах правого берега он подпруживает два довольно обширных озера. Следующий выводной *ледник, Романше,* оканчивается высоко над уровнем моря, и с него стекает большой водопад, но на восточном краю узкий язык льда доходит до берега Канала-Бигль. Состояние ледника за первую половину XX в. не изменилось. В глубокий и узкий фьорд Байя-Риа впадают концы 6 ледников, достигающих воды. В верховья фьордов Сено-Гарибальди и Сено-Вентискверо от концов выводных ледников откалываются айсберги.

В восточной части Огненной Земли, на территории Аргентины, имеются лишь небольшие долинные и каровые ледники, кончающиеся на высоте около 700 м. Часто они расположены всей своей массой ниже теоретической снеговой линии, которая проходит здесь на высоте 1000 м.

[*Shipton*. 1962;*Mercer*. 1967; *Лосева*. 1968; *Глебова и др*. 1984]

Часть VIII

ЛЕДНИКИ АФРИКИ, НОВОЙ ГВИНЕИ И НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

Глава 1

АФРИКА

В Африке, как и во всем экваториальном поясе земного шара, современные ледники могут существовать лишь на вершинах самых высоких горных сооружений. Здесь только три горных массива, поднимающихся выше 5000 м, несут на себе современные ледники и имеют следы более обширного оледенения в прошлом. Это плейстоцен-голоценовые вулканические сооружения Килиманджаро (5895 м) и Кении (5199 м) на восточном крыле Восточно-Африканской рифтовой зоны и горный массив Рувензори с пиком Маргарита (5109 м) — горстовое поднятие при пересечении грабенов Эдуарда-Джорджа и Альберта, сложенное докембрийскими гнейсами. Все три названных горных массива расположены близ экватора недалеко друг от друга. Поэтому климатические условия существования ледников на них сходны. Общей чертой климата является разделение года на два влажных и два сухих периода при незначительных колебаниях в течение года температурных условий. Сухие периоды приходятся на январь — февраль и июль — октябрь, а влажные — на март — июнь и ноябрь — декабрь. Влажные периоды с преобладанием облачной погоды являются периодами преимущественной аккумуляции снега в ледниковой зоне, а сухие, с малой облачностью, — периодами преимущественной абляции льда. Это находит отражение в стратиграфии фирновой толщи. Так, в фирновой области *ледника Льюис* (Кения) в скважинах и в 20-метровой трещине было прослежено слоистое строение фирна за ряд лет. Каждая пачка слоев состояла из слоев плотного фирна с ледяными прослойками и разделяющих их слоев грязного льда. Каждый слой грязного льда отвечает периоду абляции, а чистого — периоду аккумуляции. Аналогичное чередование чистого и загрязненного льда отмечено также в разрезе фирновой толщи на *леднике Елены* (Рувензори).

Основную массу осадков, питающих ледники, приносит юго-восточный пассат с акватории Индийского океана. Юго-западные ветры, приносящие влагу с Атлантического океана, имеют меньшее значение. Главным фактором абляции ледников является солнечная радиация. На ее долю приходится около 90%, а на турбулентный теплообмен — только 10% от общего расхода энергии на таяние и испарение льда. В связи с этим изменение облачности и затенение склонами играют бóльшую роль в абляции ледников, чем колебания температурных условий.

Современная снеговая линия выше всего поднимается на Килиманджаро — до 4800 — 5200 м, на Кении она проходит на высоте 4680—4750 м, а на Рувензори — на 4570 — 4750 м. Разница в высоте снеговой линии связана, по-видимому, с меньшей облачностью и меньшим количеством осадков в ледниковой зоне на Килиманджаро по сравнению с Кенией и Рувензори.

По наблюдениям на Рувензори, максимум осадков выпадает ниже снеговой линии, на высоте 3300 м, где достигает 2300 мм в год. На уровне снеговой линии выпадает около 2000 мм, а на высоте 5000 м годовое количество осадков снижается до 1150 мм. На Килиманджаро осадков выпадает меньше, чем на Рувензори, и с высотой их количество уменьшается более стремительно. По наблюдениям за 5 лет (1945—1949 гг.), среднее годовое количество осадков уменьшалось с 1800 мм на высоте 2850 м до 180 мм на высоте 4300 м и до 70 мм — на 5800 м.

Таким образом, фирновые области ледников получают очень скудное питание, которое не компенсирует убыли снега и льда за счет таяния и испарения. Вещественный баланс ледников в настоящее время отрицательный и был отрицательным все время с конца прошлого столетия. Правомерно предположить, что если климатические условия не изменятся, то ледники Килиманджаро, Кении и Рувензори на протяжении ближайшего столетия прекратят свое существование.

Килиманджаро (3°05′ ю. ш., 37° 22′ в. д.) — это крупнейший в Африке вулканический массив диаметром около 100 км, образованный тремя слившимися вулканами: Мавензи (5183 м), Шира (4005 м) и Кибо (5895 м). Вулкан Кибо — самый молодой и высокий, и только на нем есть современные ледники. На вер-

шине Мавензи периодически образуются снежники-перелетки.

В позднем плейстоцене на вершине Кибо образовалась обширная кальдера более 3 км в диаметре, а над ее плоским дном — более молодой конус с внутренним кратером и уже совсем недавним выходным отверстием (вулкан еще в голоцене был действующим, а сейчас находится в сольфаторной стадии). Высота гребневидного вала, окружающего молодой кратер, колеблется от 5800 до 5895 м. Внешние склоны вулкана расчленены радиальными долинами, по некоторым из них спускаются ледники, большинство которых начинается с вала, окружающего кальдеру на вершине вулкана. В самой же кальдере от некогда сплошной ледниковой шапки сохранились в наше время лишь разрозненные блоки мертвого льда.

Всего на Кибо 11 ледников, общая площадь которых, измеренная по карте 1964 г. (масштаб 1:25 000), около 7 км^2. Самый большой *ледник, Пенка,* длиной 2,4 км спускается по западному склону вулкана без ясно выраженной долины с 5800 до 4580 м. Верхний край ледника Пенка, как и других ледников северо-западной группы, обрывается к кратеру вертикальной стеной высотой 30—40 м. За полвека (с 1912 по 1959 г.) конец ледника отступил от конечной морены с ледяным ядром примерно на 500 м. Вдоль северного борта кальдеры от ледника Пенка на восток и юго-восток протягивается ледник склонового типа *Северный.* Как нижний, так и верхний края этого ледника представляют отвесные ледяные стены высотой 30—40 м. На южном склоне Кибо 4 ледника круто спускаются из общей области аккумуляции, которая в верховьях также обрывается вертикальной стеной льда, отступившей от вала кальдеры. От этой группы ледников за последние годы отчленился *ледник Ратцеля.* Прежде эти ледники достигали крутого обрыва на склоне вулкана и обрушивались с него лавинами, образуя у подножия обрыва возрожденный ледник, оканчивавшийся позади вала конечной морены. Сейчас они не достигают обрыва, и питание возрожденного ледника прекратилось. Внутри кальдеры разрозненные блоки льда толщиной 30—60 м стоят обособленно друг от друга, их склоны изрезаны глубокими ложбинами с пирамидальными пиками между ними.

Распад единой ледниковой шапки на вершине Кибо начался, по-видимому, в конце прошлого столетия. В 1889 г. лед в кальдере уже был расчленен на несколько крупных массивов. К 1957 г. часть из них полностью исчезла, а оставшиеся значительно сократились в размерах. Процесс распада и отступания ледников горного массива Килиманджаро продолжается [*Hastenrath.* 1975].

Кения (0°10′ ю. ш., 37°10′ в. д.) — потухший, сильно эродированный вулкан с альпийскими формами рельефа, второй по высоте в Африке. Обширный вулканический массив венчают острые пики, среди которых выделяются два главных: Батиан, или Кения (5199 м), и Нелион (5188 м). Всего здесь насчитывалось в 1978 г. 12 ледников общей площадью 0,7 км^2. Самый крупный из них, *ледник Льюис,* спускается по юго-юго-западному склону вулкана от пика Ленана (4985 м) до высоты 4580 м и оканчивается в небольшом приледниковом озере. С 1926 г., когда впервые были измерены размеры ледника, он вплоть до 1974 г. непрерывно отступал со средней скоростью около 10 м в год. За это время он стал короче на 395 м, а его конец поднялся на 130 м выше по склону. Освободившееся дно долины заняло приледниковое озеро, которого до 1934 г. не было. После 1974 г. отступание ледника прекратилось, и до 1978 г. он был стационарен. В 1978 г. он имел длину около 1 км и площадь 0,3 км^2. Фирновая линия проходила на высоте 4750 м.

Второй по размерам *ледник — Тиндаль* — спускается на юг от вершины 4780 м и оканчивается на высоте 4500 м. В 1926 г. конец ледника спускался в одноименное приледниковое озеро, но к 1958 г. отступил от него на 130 м по горизонтали и на 50 м по вертикали. В дальнейшем отступание ледника прекратилось, и до 1978 г. положение его конца не менялось. Высота фирновой линии 4700 м.

Ледник Цезарь с 1929 по 1958 г. отступил на 250 м. *Ледник Дарвина,* также расположенный на южном склоне,

имеет очень короткий язык, но и он отступил примерно на 80 м. За рассматриваемый период сокращались практически все ледники Кении, и лишь в конце 70-х годов этот процесс замедлился, а на некоторых ледниках приостановился. Детальные измерения показали, что между 1963 и 1978 гг. общая площадь ледников Кении сократилась на 18%, а с 1926 по 1978 г. — почти вдвое — с 1,2 до 0,7 км². Ледники Кении, как и Килиманджаро, мало активны. Максимальная измеренная скорость движения льда в средней части ледника Льюис составила 4,6 м/год.

[*Charnley*. 1959; *Messerli*. 1980; *Smiraglia*. 1980].

Рувензори (Лунные горы) — сильно расчлененный горный хребет, горст докембрийских гнейсов среди пород вулканогенного комплекса, протянувшийся с юго-юго-запада на северо-северо-восток почти на 120 км. Ледники сосредоточены в центральной группе наиболее высоких гор, расположенных между 0°20′ и 0°26′ с. ш. и 29°51′ и 29°56′ в. д. Всего на Рувензори насчитывается 37 ледников общей площадью около 5 км². Основная масса ледников располагается на горных **массивах Стенли** (пик Маргарита, 5109 м), Спик (4890 м) и Бейкер (4843 м). Центральная часть массива Стенли, окруженная высокими пиками, занята фирновым полем, с которого в разных направлениях спускается 7 ледниковых языков — *Маргариты, Восточный Стенли, Елены, Западный Елены, Мебиус, Западный Стенли, Александра,* и еще 7 ледников существуют независимо от главного фирнового поля. Площадь оледенения массива Стенли около 2 км². Высота фирновой линии на леднике Елены 4560 м. Выше 4650 м отмечено уменьшение аккумуляции и увеличение абляции в связи с уменьшением облачности и усилением радиационного таяния и испарения. Так, чистая аккумуляция за 1958 г. уменьшилась с 1220 мм на высоте 4635 м до 860 мм на высоте 4920 м. В стратиграфическом разрезе фирна наблюдалось чередование чистых и загрязненных слоев. Самые толстые загрязненные слои образуются в январе — феврале. Большинство ледников отступает. Ледник Западный Стенли непрерывно отступает с 1932 г., и лишь за одно десятилетие, между 1940 и 1950 гг., стал короче на 245 м.

Вершина **массива Спик** покрыта фирновым полем длиной 2,5 км и шириной до 1,2 км, от которого отходят короткие лопасти ледниковых языков. По наблюдениям в 1958—1961 гг., площадь области аккумуляции была вдвое больше площади области абляции, а суммарная площадь оледенения массива Спик составляла 1,6 км². Фирновая линия проходила на высоте 4570 м. Между 1950 и 1956 гг. концы ледников отступили на 60—70 м. *Ледник Витторио* — самый большой на Рувензори. Его ширина превышает длину, и от нижнего края отходят три коротких языка, которые в течение последнего полувека медленно отступали, как и все другие ледники массива Спик.

На массиве Бейкер 6 небольших ледников общей площадью 0,67 км². Они не имеют общего фирнового бассейна, а существуют независимо. Эти ледники впервые были посещены в 1906 г. Тогда *ледники Восточный* и *Средний Бейкер* и *ледник Мооре* имели общий фирновый бассейн, но к 1963 г. они разделились, и сейчас ледник Мооре целиком находится ниже фирновой линии. При сохранении неизменных климатических условий он должен был исчезнуть через 20—30 лет. Каково состояние ледника сейчас, мы не знаем, но несколько более мелких ледников, которые наблюдались в начале XX в., исчезли.

Шесть небольших каровых ледников общей площадью 0,26 км² расположены на массиве Джесси. Все они отступают. На юге массива с г. Иоланда из общего фирнового бассейна в 1931 г. спускалось несколько крутых ледниковых языков. К 1959 г. этот ледниковый массив распался на несколько частей, которые продолжали деградировать и в 1966 г.

В южной части Рувензори вершина Луиджи-ди-Савойя (4626 м) в 1906 г. была покрыта тонким слоем льда. В 1932 г. в истоках р. Куругата было обнаружено 5 маленьких ледничков с признаками отступания. Ни один из них не питался фирновыми полями. В 1960 г. площадь оледенения этой горы уменьшилась до 4 га.

Три изолированных ледника общей площадью 0,08 км² сохранилось в северной части массива Рувензори, на г. Эмин.

[*Wittow et al.* 1963; *Голодковская*. 1968]

Глава 2

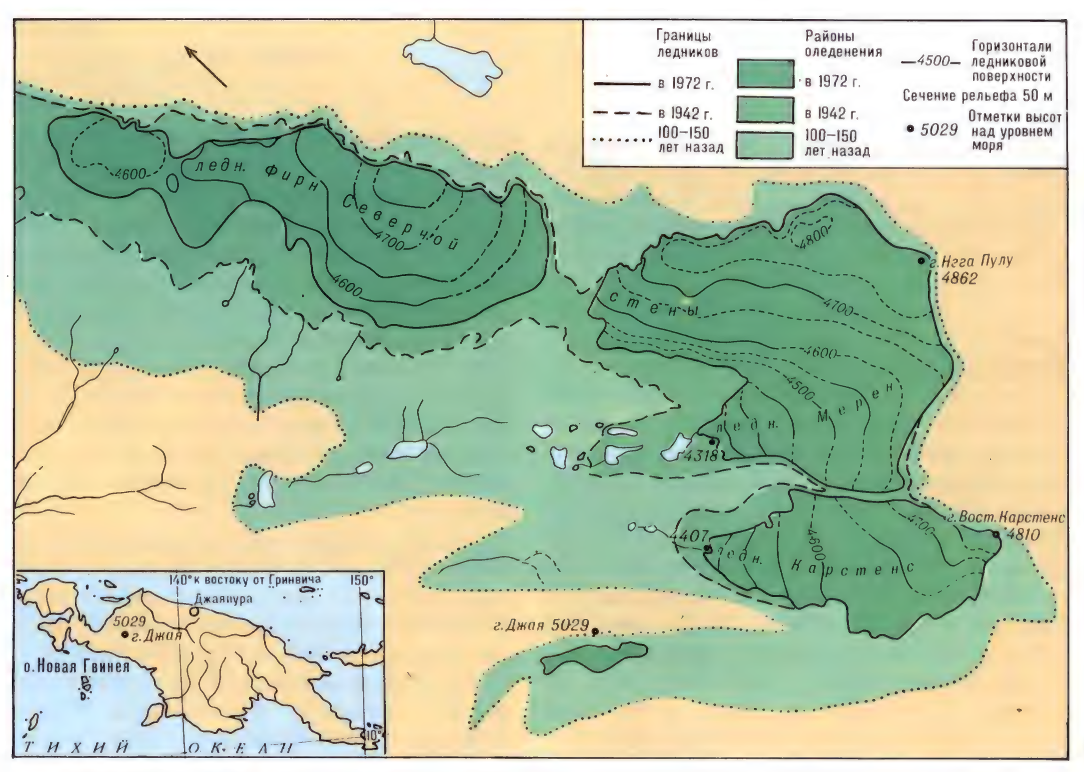
НОВАЯ ГВИНЕЯ

В Новой Гвинее небольшие ледники и фирновые поля есть в Снежных горах в западной части острова, в районе г. Карстенс (Джая) — 5029 м, высочайшей в Новой Гвинее и всей Юго-Восточной Азии. Небольшие пятна снега и льда встречаются также на горах Иденбург (4800 м), Юлиана (4700 м), Вильгельмина (4790 м). Общая площадь оледенения немногим более 7 км².

Район Снежных гор всего на 4° широты южнее экватора и относится к западной части экваториальной климатической зоны Тихого океана, для которой характерны: высокие температуры воды и воздуха (27,5—28,5°), очень малые колебания температуры воздуха в течение года (амплитуда колебаний всего от 0,5 до 1,5°), слабые ветры, преобладание влагопереноса с запада на восток, очень высокое влагосодержание воздуха, конвективная облачность, обильные осадки ливневого характера. В горах выше 4000—4500 м осадки выпадают в основном в виде снега и града. Заметное колебание количества осадков по сезонам года практически отсутствует, радиационные условия и облачность круглый год примерно одинаковы, но четко выражен суточный ритм: утро начинается с ясной тихой погоды, а ко второй половине дня теплый, насыщенный влагой воздух с океана и окружающих равнин, поднимаясь в горы, приносит плотную облачность, обильные дожди и снегопады. Годовое количество осадков в районе современного оледенения около 3000 мм. Снеговая линия лежит на высоте 4500—4700 м. Снежные горы в районе г. Карстенс круто поднимаются с юга от широкой прибрежной равнины, сильно изрезаны глубокими ущельями со следами обработки древними ледниками. Пригребневые участки гор имеют типичный альпийский облик с вершинами в виде причудливых башен и пиков. Наиболее высокая центральная часть массива Карстенс состоит из трех горных хребтов: Северной стены, Южной стены и хр. Среднего. Самый крупный массив снега и льда расположен на западном склоне Северной стены и в восточной части Карстенского массива, где все три хребта сходятся в единый горный узел. Здесь 7 ледников: *Фирн Северной стены, ледник Мерен, ледник Харрер, ледник Карстенс, ледник Валластон, ледник Ван-де-Уотер, ледник Южной стены.*

Общая площадь оледенения по съемке 1972 г. 6,9 км². В 1936 г. ледники занимали примерно вдвое большую площадь (13,0 км²). Фирн Северной стены, представлявший в 1936 г. единый массив, к 1972 г. разделился на две изолированные части — западную и восточную. Общая площадь Фирна Северной стены уменьшилась за это время с 8,3 до 3,6 км². Западная часть Фирна Северной стены от гребня хребта (4600—4750 м) спускается на юго-запад до высоты 4510 м и ледниковых языков не образует. Восточная часть Фирна Северной стены соединяется с фирновым бассейном ледника Мерен. Занимает она склон юго-западной экспозиции в пределах высот 4500—4810 м. Нижний выпуклый край фирнового поля испещрен многочисленными трещинами.

Ледник Мерен начинается с вершины Нгга-Пулу (4862 м). Широкий короткий язык спускается из обширного фирнового бассейна в долину Мерен-даль до отметки 4318 м. Это самое низкое положение конца ледника на Новой Гвинее. Высота фирновой линии 4580 м. Площадь ледника в 1936 г. равнялась 2,8 км². К 1972 г. она уменьшилась до 1,9 км², за тот же период язык ледника стал короче на 800 м. На освободившейся ото льда части долины осталось несколько небольших озер. Язык ледника Мерен имеет своеобразную «лунковую» поверхность — на нем много крутостенных углублений, заполненных водой. Их размеры до 10 м в диаметре и до 5 м глубины — отсюда и название ледника (Мерен в переводе — «озерный»). На ледниковом языке множество криоконитовых стаканчиков и других отрицательных форм



Оледенение массива Джая и его изменения за 150 лет (Новая Гвинея). Составил Л. Д. Долгушин

микрорельефа, возникших под отепляющим воздействием колоний микроскопических водорослей, преимущественно черного цвета, заселяющих влажную круглый год поверхность ледникового языка. Черные водоросли резко снижают альбедо поверхности и усиливают таяние (температура в колониях черных водорослей в дневное время достигает 6—7° при температуре на соседних участках чистого льда, равной 0°). В результате избирательного таяния и возник «лунковый» рельеф поверхности ледника Мерен.

Долинный *ледник Карстенс,* начинающийся с г. Восточный Карстенс (4810 м), в 1936 г. был длиннее 2 км, а его площадь равнялась 1,25 км^2. К 1972 г. он укоротился на 200 м, а его площадь уменьшилась на 0,36 км^2. Кора таяния на леднике Карстенс, как и на леднике Мерен, насыщена черными водорослями, но в трещинах виден чистый прозрачный лед. На леднике много трещин, и поэтому мало озер. Конец ледника круто спускается до 4407 м, высота фирновой линии 4560 м.

Ледники Волластон и *Ван-де-Уотер* — висячие, круто спускающиеся по южному склону Южной стены до 4370 и 4390 м. Их общая площадь 0,3 км^2. Остальные ледники еще мельче.

В связи с тем что климатические сезоны в экваториальной зоне не выражены, на ледниках Новой Гвинеи нет разделения на периоды аккумуляции и абляции. Но в течение суток такое разделение есть. Утром до 10—11 часов стоит солнечная погода и происходит интенсивное радиационное таяние ледников — бурные потоки воды устремляются в приледниковые озера и теряются в понорах пористых известняков, слагающих дно долины. Пик паводка приходится на вторую половину дня. После полудня над горами формируется мощная кучевая облачность, льют дожди, а выше фирновой линии идет мокрый снег, ледяная крупа и град. Преобладающую массу осадков приносят вторжения влажных воздушных масс с юга и запада. Во вторую половину дня и ночью таяние ледников почти полностью прекращается, сток талых вод резко падает. Максимальная интенсивность абляции — 3 г/см^2 в сутки.

По температурному режиму ледники Новой Гвинеи изотермальные во всей своей толще (около 0°). Переход фирна в лед происходит на глубине 5—7,5 м. Толщина ледника Мерен в среднем

около 40 м, максимальная — 85 м, ледника Карстенс: средняя — 38 м, максимальная — 75 м. Толщины других ледников много меньше. Общий объем всех ледников Новой Гвинеи приблизительно 0,254 км^3. Скорости движения льда в леднике Мерен от 25 до 34 м/год, в леднике Карстенс — 15—18 м/год. Движение осуществляется за счет вязкопластических свойств льда, скольжение ледников по ложу ничтожно мало. Баланс массы ледников по измерениям в 1971—1973 гг. был отрицательным. Поверхность ледника Мерен за 3 года понизилась в среднем на 1,5 м, ледника Карстенс — на 20 см.

Поскольку режим ледников Новой Гвинеи отличается большим постоянством, а аккумуляция и абляция не разделены по сезонам, связь между балансом массы ледника и климатом проще, чем в средних широтах. Поэтому по балансу массы экваториальных ледников более уверенно можно судить о колебаниях климата.

С середины прошлого столетия по 1972 г. площадь оледенения Карстенского массива сократилась почти втрое, а объем льда уменьшился почти в 5 раз (Приложение № 7, табл. 1). Если эта тенденция не изменится, то в ближайшие сто лет уникальные ледники Новой Гвинеи могут полностью исчезнуть.

[The Equatorial... 1976]

Глава 3

НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

Островная дуга Новой Зеландии (острова Северный, Южный, Стьюарт и много мелких) опоясывает с востока Тасманово море на протяжении 1700 км. Это молодая горная страна, в которой горообразовательные и вулканические процессы продолжаются еще и в наше время. Здесь часто происходят землетрясения, много действующих вулканов, гейзеров, горячих минеральных источников. Горы занимают более $^3/_4$ площади Новой Зеландии. Низменные участки расположены лишь вдоль берегов океана и по долинам рек.

Бóльшая часть Новой Зеландии расположена в субтропическом климатическом поясе и лишь на крайнем юге Южного острова — в умеренном. Несмотря на это, на горных хребтах и вершинах лежат обширные фирновые поля, питающие многочисленные ледники. Причина тому — резко выраженный океанический тип климата с очень большой влажностью, с обильными осадками, выпадающими главным образом в холодное время года (зимой), в горах — преимущественно в виде снега.

Подавляющее большинство ледников сосредоточено на Южном острове в Южных (Новозеландских) Альпах. На Северном острове ледники есть лишь на влк. Руапеху (2797 м).

Мощный **хребет Южных Альп** тянется через весь Южный остров с северо-востока на юго-запад более чем на 500 км. Его средняя высота около 2300 м, но многие вершины и гребни поднимаются выше 3000 м. Высшая точка Южных Альп — г. Кука (3764 м). Южные Альпы — это складчатые горы, сложенные смятыми в складки гнейсами, метаморфическими сланцами, песчаниками и известняками, прорванными местами интрузиями гранитов и перидотитов. Здесь преобладают альпийские формы рельефа: острые пики (карлинги), острые гребни и разделяющие их обширные цирки и глубокие долины — троги. Многие вершины и склоны хребтов покрыты фирновыми шапками и полями, а верховья многих долин заполнены ледниками.

Южные Альпы круто обрываются на запад к Тасманову морю. Берег изрезан глубокими фьордами, вдающимися в глубь гор на десятки километров. Восточный склон Южных Альп менее крут. Горы, постепенно снижаясь, переходят в обширную Кентерберийскую равнину. Многие долины у восточного подножия гор, там, где когда-то лежали языки древних ледников, открываются в крупные глубокие озера: Уакатипу, Уанака, Хавеа, Охау, Пукаки, Текапо.

Южные Альпы поднимаются трехкилометровой стеной на пути юго-западных влагонесущих воздушных потоков, идущих из Тасманова моря, вызывая обильное выпадение атмосферных осадков. Среднее годовое количество осадков у западного подножия хребта около 3000 мм, а в его пригребневой части —



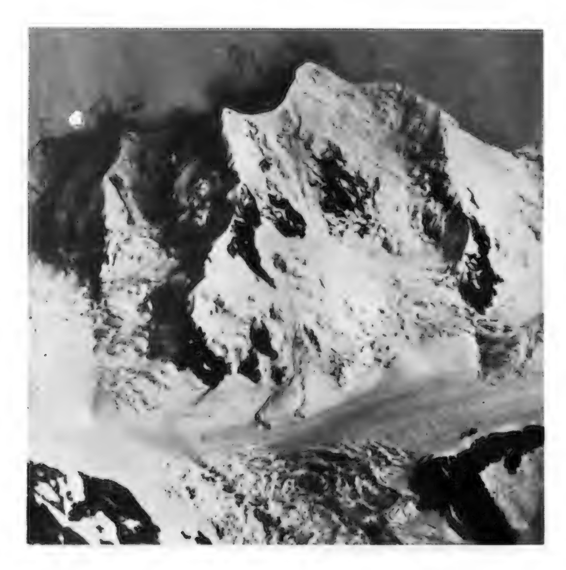
Оледенение Южных Альп (Южный остров Новой Зеландии). Составила Г. Б. Осипова

около 10 000 мм. На восточной стороне гор количество осадков снижается до 1000 мм, а на Кентерберийской равнине — до 400—700 мм. В зимнее время осадки выпадают также из циклонических масс воздуха, приходящих с юга и юго-востока, со стороны Южного океана. Обильные осадки, бо́льшая часть которых высоко в горах выпадает в виде снега, обусловливают низкое положение снеговой границы (от 1500 м на юге и западе до 2200 м на востоке), создавая благоприятные условия для существования ледников. Полоса распространения ледников в Южных Альпах протягивается вдоль главного водораздела между 42°45′ и 44°53′ ю. ш.

Общая площадь оледенения Южных Альп 810 ± 40 км^2, объем льда в ледниках 63 ± 4 км^3 [*Anderton.* 1973].

Основная масса ледников Южных Альп сосредоточена в трех районах: Южном, Центральном и Северном (Приложение № 7, табл. 2).

Южный район охватывает Южные Альпы к юго-востоку от перевала Хавст, где горы достигают 3000 м. Высшая точка в этом районе — г. Аспайринг (3027 м). Основной массив оледенения тянется примерно на 50 км вдоль гребня



Гора Тасмана. На переднем плане ледопад ледника Хохштеттер

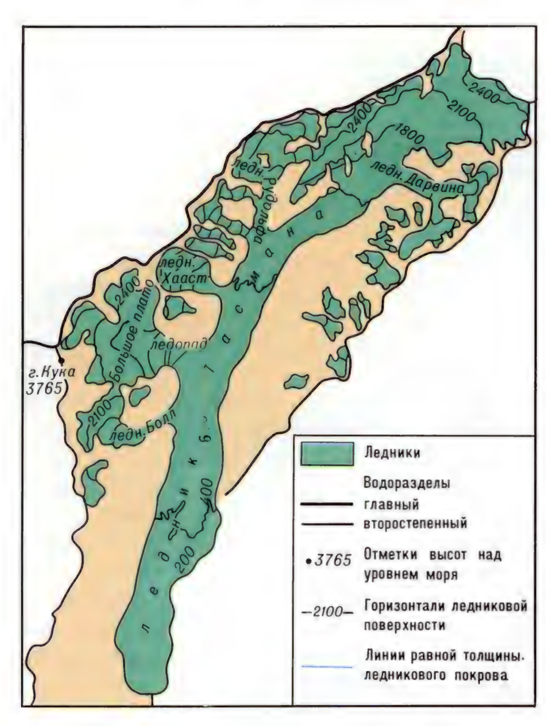
хребта, включая гору Аспайринг, хребты Барьер, Оливин, Форбер и Гумбольдта. Здесь расположено более 60 ледников. Самые крупные из них: *Вольта, Терма, Дарт, Уитборн, Джо-Ривер* — имеют длину до 5 км. Фирновые бассейны большинства ледников крутые, исключение составляет *ледник Оливин* — ледник плато. Лед часто спускается из фирновых бассейнов ледопадами. Некоторые ледниковые языки очень чистые (например, *ледник Сноу-Уайт),* но другие, как *Джо-Ривер,* полностью покрыты мореной. На юг и на север от основного массива оледенения ледники встречаются небольшими группами. Несколько ледников есть в горах Дэррен (высшая точка — гора Тутоко, 2756 м). Они очень круты, сильно разбиты трещинами, почти не имеют поверхностной морены. Самый длинный из них — *ледник Данне* — 3 км. Небольшие ледники, преимущественно висячие, имеются и на ряде других вершин. В частности, на г. Пирамида, достигающей 2326 м.

Оледенение Южного района изучено слабо. Это единственный в Новой Зеландии район, где можно ожидать открытия новых небольших ледников.

Центральный район — крупнейший узел оледенения Южных Альп — расположен в районе орографического центра горной системы, вокруг г. Кука, в бассейнах рек: Уаитаки — на восточном склоне, Кука, Уаихоу, Уахароа, Карангаруа, Хаст, Лендсборо — на западном. Здесь сосредоточен 61% общей площади оледенения и 75% общего объема льда Южных Альп. Здесь же самые большие ледники *(Тасмана, Мэрчисона, Хукер).* На территории Центрального района организован национальный парк.

Со смещенного к западу главного водораздельного гребня по глубоким, но коротким долинам от покрытого фирном гребня хребта круто спускаются многочисленные ледники. Концы ряда ледников вторгаются в пышные субтропические леса. Иной характер оледенения восточного склона, где параллельно главному водораздельному гребню с северо-востока на юго-запад протягиваются два высоких хребта, разделенных большими продольными долинами, днища которых лежат довольно высоко и служат вместилищами крупных ледников, получающих питание как с главного водораздельного гребня, так и с разделяющих их хребтов. Три сложных долинных ледника (Тасмана, Мэрчисона и Хукер) текут с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Навстречу последнему из них стекает однотипный с ними *ледник Мюллера.* Ледники оканчиваются на высотах от 850 до 1100 м. Ниже ледниковых концов долины заполнены флювиогляциальными отложениями. Языки ледников сильно загрязнены мореной. Хорошо выраженные конечные и боковые морены свидетельствуют о более значительном распространении ледников в прошлом.

Ледник Тасмана (дл. 29 км, пл. 156,5 км^2) — крупнейший в Новой Зеландии. По сейсмическому зондированию средняя толщина основного ствола ледника 270 м, максимальная — 630 м. Конец ледника спускается до высоты 600 м над ур. м., нижние 8 — 9 км его языка покрыты сплошным чехлом морены, выше лед сравнительно чистый. Высота горного обрамления ледника 2600—3767 м. Верховья ледника соединяются с верховьями ледника Мэрчисона. Основное питание ледник Тасмана получает не из своего фирнового бассейна, а от многочисленных притоков, круто спускающихся со склонов г. Кука и главного водораздельного хребта. Средняя высота фирновой линии 1800 м с колебаниями от 1630 до 2200 м. Выше 2200 м выпадает около 7000 мм осадков в год, но, несмотря на



Ледник Тасмана — крупнейший в Новой Зеландии. Составила Г. Б. Осипова

такое обильное питание, в целом баланс массы ледника Тасмана отрицательный. С 1891 по 1962 г. поверхность ледника в средней части ледникового языка понизилась на 90 м, ежегодная потеря массы в среднем составила 80 г/см^2 [*Skinner*. 1964].

Ледник Мэрчисона длиной около 17 км расположен в субпараллельной долине к востоку от ледника Тасмана. Он оканчивается на высоте 1090 м, не доходя до ледника Тасмана 5—6 км, с которым он в прошлом, по-видимому, сливался. У ледника Мэрчисона, как и у ледника Тасмана, большая крутизна фирновой области и питающих его притоков и длинный, пологий и сильно замореневный язык. С конца прошлого столетия конец ледника отступил более чем на 700 м, несколько ледников-притоков отчленилось от главного ледника, и у конца ледникового языка образовалось небольшое озеро.

Ледник Хукер начинается на юго-западном склоне г. Кука и спускается до отметки 853 м. Длина ледника 11 км. Пологий сильно заморененный язык ледника питается крутыми короткими притоками. *Ледник Мюллера* длиной 13 км течет навстречу леднику Хукер с юго-запада на северо-восток, и в прошлом они, возможно, соединялись. Питается главным образом крутопадающими притоками и лавинами с главного водораздельного гребня. Поверхность языка заморенена. Оканчивается на высоте 850 м в общей с ледником Хукер долине. Его эволюция за последнее столетие не отличается от эволюции других описанных ледников восточного склона Центрального района.

На западном склоне Южных Альп в пределах Центрального района наиболее интересны и лучше других изучены ледники Франца-Иосифа и Фокс.

Ледник Франца-Иосифа начинается с гребня главного водораздельного хребта, имеющего здесь высоту от 2600 до 3050 м. Фирновая линия проходит на высоте 2000 м. Обширная фирновая область (31,4 км^2) почти втрое превышает область абляции (11,6 км^2). Язык ледника круто спускается из питающего его фирнового бассейна с перепадом высот 1150 м на протяжении 5 км, заканчиваясь на высоте около 300 м над ур. м. Длина ледника около 11 км. В бассейне ледника выпадает рекордное количество осадков: у конца ледника 5000 мм, на высоте 3000 м — 10 100 мм в год. Обильное питание и столь же интенсивное таяние (интенсивность абляции у конца ледника с января по апрель 1956 г. составила в среднем 8,2 см/сут.) обусловливают большую активность ледника. И хотя его конец с 1894 по 1965 г. отступил примерно на 2,2 км, это отступание не было непрерывным — оно периодически сменялось активизацией ледника и резкими подвижками его конца. Довольно значительное продвижение конца ледника наблюдалось в 1951 г., но после этого последовала быстрая деградация продвинувшейся части ледникового языка, и к 1965 г. его конец отступил на 1,5 км. Но в 1,8 км от конца вновь была обнаружена кинематическая волна, продвигавшаяся вниз по леднику со скоростью 15—20 м/сут. Приход волны к концу ледника вызвал его утолщение и продвижение вниз по долине со скоростью до 7 м/сут. (апрель 1966 г.). В то же время в 500 м от конца лед двигался со скоростью 8 м/сут. В среднем скорость движения льда в апреле 1966 г. была в 8 раз больше, чем в марте 1956 г. Продвижение фронта



Язык ледника
Франца-Иосифа.
Фото М. Г. Гросвальда



Ледопад ледника
Франца-Иосифа.
Фото М. Г. Гросвальда

ледника продолжалось до августа 1967 г. и составило около 400 м. После непродолжительной задержки конец ледника начал отступать. Но уже в 1969 г. в верхней части ледника, одновременно с продолжавшимся отступанием языка, стала заметно увеличиваться высота поверхности. Это утолщение ледника постепенно смещалось вниз по течению — картина, типичная для пульсирующих ледников. По-видимому, ледник готовился к очередной подвижке [*Soons.* 1971].

Ледник Фокс расположен южнее ледника Франца-Иосифа, в бассейне р. Кука. Обширный и сравнительно спокойный фирновый бассейн ледника окаймлен гребнями хребтов с высотами от 3000 до 3500 м; узкий и длинный язык крутым ледопадом спускается до отметки 300 м. Общая длина ледника 15 км, ледникового языка — 8 км. Условия питания и абляции примерно те же, что и на леднике Франца-Иосифа, но в эволюции этих ледников есть различия. Так, с 1890

по 1935 г. положение конца ледника Фокс мало изменилось, но между 1935 и 1963 гг. он отступил на 1,8 км. В 1965 г. мертвый, покрытый мореной лед длиной более 1 км простирался перед фронтом активного языка, но в 2 км выше, на протяжении следующих 2 км произошло утолщение ледника, и волна активного льда надвигалась на омертвевшую часть ледникового языка. С июня 1965 по октябрь 1967 г. конец ледника Фокс продвинулся на 150 м и продолжал наступать. Подвижки ледников Франца-Иосифа и Фокс в 1966—1967 гг. произошли синхронно, но до этого такой синхронности в их динамике не отмечалось.

В северной части Центрального района, в истоках р. Перт, на многие километры протягивается террасированное ледяное плато, питающее несколько крутых ледниковых языков, концы которых периодически обрушиваются ледяными лавинами. *Ледник Перт,* самый крупный в бассейне одноименной реки, имеет сравнительно спокойную поверхность, а его язык, оканчивающийся на высоте 1040 м, на протяжении нижних 700 м покрыт мореной. Отмечается значительное отступание от свежих конечных морен *ледников Барлов* и *Джино-Уоткинс* в том же бассейне. Самый большой ледник в истоках р. Уатароа — *ледник Уимпер* имеет длину 8 км, питается главным образом лавинами, а его язык полностью закрыт мореной. *Ледники Годлей* и *Классен* в бассейне р. Уаитаки с 1862 по 1965 г. сократились на 2 км каждый, а их покрытые мореной языки оканчиваются в приледниковом озере, которого раньше не было. Многие притоки отделились от главных стволов этих ледников. В бассейне р. Уаихоу *ледник Спенсер* с 1873 по 1960 г. отступил на 1,6 км, замореннность его конца увеличилась. Несколько ледников, имевших в 1891 г. длину до 3 км, к 1951 г. исчезло. В бассейне р. Карангаруа большой *ледник Дуглас,* питавшийся ранее лавинами, в последние годы лишился лавинного питания, омертвел, и у его отступившего конца образовалось приледниковое озеро. Более чем на 1 км отступил *ледник Страухон.* Отступание ледников отмечается также в бассейне р. Лендсборо.

Северный район охватывает истоки рек Ракаиа и Рангитата на восточном склоне и Уанганyи, Уитаха и Хокитика — на западном. Горы в верховьях р. Ракаиа на десятки километров покрыты фирном и льдом. Здесь встречаются сложные и простые долинные ледники, каровые и висячие ледники, ледники конических и плоских вершин. Крупнейший в этом районе — сложный долинный *ледник Рамзай* длиной около 8 км. Конец этого ледника с 1866 по 1949 г. отступил на 0,5 км, а поверхность ледникового языка в средней части понизилась примерно на 50 м от уровня боковой морены. Соседний *ледник Лайалл* сократился более значительно. Между 1866 и 1911 гг. его конец отступил на 0,8 км, между 1911 и 1933 гг. — очень немного, а между 1933 и 1949 гг. — на 1 км. Тогда же образовалось маленькое приледниковое озеро. Аэросъемка 1965 г. показала, что озеро значительно увеличилось. Отступают и другие ледники этого района.

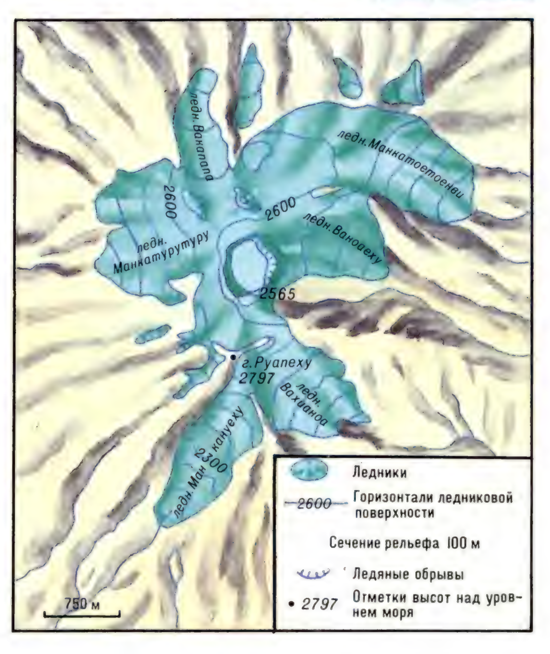
В бассейне р. Рангитата учтено около полутора десятков ледников. Повторные наблюдения на *леднике Колин-Кемпбелл* показали его отступание примерно на 1 км. *Ледник Ашбуртон* в истоках одноименной реки в 1862 г. продвигался и толкал перед собою большую морену. Около 1910 г. он снова надвинулся на морену, оставленную после недавнего отступания. *Ледник Камерон* на г. Арровсмит лежит в глубокой крутосклонной долине; основной ствол ледника и его менее активная южная ветвь сильно заморенены. Между 1910 и 1951 гг. положение конца ледника мало изменилось, но его поверхность при слиянии двух ветвей понизилась на 60 м. В истоках р. Уаимакарири, близ перевала Артур, ледники только карового типа. Они, как правило, оканчиваются высоко, круты, трещиноваты и имеют мало поверхностной морены.

В пределах рассматриваемого района в бассейне р. Уатаха расположен небольшой карово-долинный *ледник Айвори* (Слоновой Кости). На нем с 1970 г. ведутся наблюдения по программе МГД. Ледник длиной 1,3 км, шириной до 0,6 км и площадью 0,8 км^2 лежит в глубоком каре. Высота горного обрамления около 2000 м. Конец ледника обрывается к при-

ледниковому озеру на высоте 1390 м. Экспозиция ледника южная. Проведенные наблюдения за балансом массы ледника свидетельствуют о его прогрессирующей деградации. Так, за 5 лет наблюдений (с 1970/71 по 1974/75 г.) средний баланс массы ледника составил — 242 г/см² в год (от −132 до −400 г/см²). Аккумуляция за этот период изменялась от 165 до 311 г/см², абляция — от 469 до 605 г/см² в год. Всего за 5 лет ледник потерял 1,9 млн т своей массы, а его поверхность понизилась на 13 м [Fluctuations... 1985]. Средняя толщина ледника Айвори равна 44 м. Нетрудно подсчитать, что если современная тенденция климата не изменится, то через 3—4 десятилетия ледник Айвори полностью исчезнет. Но следует иметь в виду, что этот ледник отступает быстрее других, так как расположен очень низко и находится в экстремальных условиях [*Anderton, Chinn*. 1978]. Но даже если принять за средние условия результаты балансовых наблюдений на леднике Тасмана, годовой вещественный баланс которого составляет −80 г/см², то и тогда большинство мелких ледников Южных Альп может исчезнуть в течение ближайших 100 лет, а крупные ледники сократятся в размерах и станут тоньше.

Общий вывод: на протяжении последнего столетия с конца прошлого века баланс массы ледников Южных Альп устойчиво отрицательный. В современных климатических условиях расход законсервированных в них запасов воды превышает приход за счет снегопадов примерно на 1 м в год в слое воды. Талые ледниковые воды составляют около 10% в стоке р. Уаитаки, в бассейне которой расположено примерно 45% всей площади оледенения Южных Альп. В стоке других рек доля ледникового питания невелика. Но ледники играют большую роль в регулировании стока, увеличивая летний сток, что особенно важно в сухие годы. Это влияние особенно заметно на реках, текущих в сухих восточных районах Южного острова. Иногда на реках Кентерберийской равнины бывают катастрофические паводки, которые вызываются быстрым таянием снега и льда на восточных склонах Южных Альп при фёновых ветрах.

[*Odell*. 1960; *Anderton*. 1973; *Porter*. 1975; *Chinn, Whitehouse*. 1980]



Оледенение вулкана Руапеху (Северный остров Новой Зеландии). Составил Л. Д. Долгушин

Северный остров Новой Зеландии менее горист, чем Южный. Около половины его площади занимают холмистые территории. Над ними в восточной части острова поднимаются две цепи гор высотой 1200—1800 м, являющиеся продолжением Южных Альп. В центральной части острова находится Вулканическое плато (200—700 м над ур. м.), над ровной поверхностью которого возвышаются потухшие или действующие вулканы.

На Северном острове настоящие ледники находятся лишь на вершине самого высокого вулкана острова — Руапеху (2797 м), расположенного в центре обширного лавового плато среди «созвездия» других молодых вулканов, время от времени продолжающих извергаться: Нгаурухое (2291 м), Тонгариро (1968 м) и др., на которых снежный покров образуется лишь периодически. Снежная шапка большую часть года покрывает также главную вершину потухшего влк. Эгмонт (2518 м) в западной части острова, а небольшой кратер на его вершине заполнен льдом.

Влк. Руапеху активен и многократно

извергался, поэтому оледенение его вершины подвергалось значительным колебаниям, от климатических условий не зависевшим. В настоящее время на Руапеху 7 ледников и несколько фирновых пятен общей площадью 7,24 км^2. Большая часть ледников спускается по склонам вулкана в разные стороны от общего фирнового поля на сравнительно плоской вершине, посредине которой зияет молодой кратер диаметром около 500 м, заполненный серной водой (см. карту). По юго-западному и юго-восточному склонам от главной вершины спускаются два ледника, не связанные с общим фирновым полем. Один из них, *ледник Манкануеху,* имеющий в длину 1,8 км, спускается до отметки 2000 м, самой низкой для ледников Руапеху. Граница питания проходит примерно на высоте 2450 м. Годовая аккумуляция на этом уровне, равно как и абляция, составляет 145 г/см^2. В настоящее время ледники Руапеху отступают. Так, самый большой на северном склоне *ледник Вахакапапа* в результате очень интенсивного таяния в 1957—1958 гг. распался на два ледника, а в 1960 — 1962 гг. оба этих ледника уже не имели области аккумуляции и быстро сокращались [*Heine*. 1962].

Часть IX

ЛЕДНИКИ АНТАРКТИКИ

Глава 1

АНТАРКТИДА

Из истории исследования

О существовании покрытого льдом Антарктического материка в районе Южного полюса догадывались давно, но открыт он был только в начале прошлого века. Еще до знаменитых плаваний Джеймса Кука в южных широтах великий русский ученый М. В. Ломоносов писал: «В близости Магелланского пролива и против мыса Добрыя Надежды, около 53 градусов полуденной широты, великие льды ходят, почему сомневаться не должно, что в большем отдалении острова и матерая земля многими и несходящими снегами покрыты и что большая обширность земной поверхности около Южного полюса занята оными, нежели в севере» [*Ломоносов*. 1986. Т. I. С. 370]. Слова эти были блестяще подтверждены русской кругосветной экспедицией на шлюпах «Восток» и «Мирный» под командованием Ф. Ф. Беллинсгаузена и М. П. Лазарева в южных полярных широтах в 1819—1821 гг. Экспедиция 6 раз пересекала Южный полярный круг и 5 раз подходила к Антарктическому материку на расстояние видимости. Первый раз это было 28 января (16-го по старому стилю) 1820 г. М. П. Лазарев тогда записал: «16-го Генваря достигли мы широты 69°23′S, где встретили матерый лед чрезвычайной высоты, и в прекрасный тогда вечер, смотря с салингу, простирался оный так далеко, как могло только достигать зрение. ...Ето было в долготе 2°35′ W-й от Гринвича. Отсюда продолжали мы путь свой осту, покушаясь при каждой возможности к зюйду, но всегда встречали ледяной материк не доходя 70°» [Цит. по: *Лебедев*. 1961]. 28 января и стало официальной датой открытия Антарктиды русскими моряками.

Затем изучением шестого континента занимались многие экспедиции. В XIX в. ряд островов и участков антарктического побережья были посещены китобойными и зверобойными судами разных стран. Начали снаряжаться и научные экспедиции. В 1838—1843 гг. американская экспедиция исследовала участок побережья Восточной Антарктиды от 97 до 160° в. д., названный Землей Уилкса. Французская экспедиция Дюмон-Дюрвиля (1837—1840 гг.) 1 января 1840 г. впервые высадилась на берег Антарктиды на мысе Джеолоджи (66°33′ ю. ш., 137°40′ в. д.). Прилегающая часть побережья была названа Землей Адели. Сейчас в этом районе работает французская научная станция Дюмон-Дюрвиль, организованная в 1956 г.

Английская экспедиция Джеймса Росса на судах «Эребус» и «Террор» (1840—1843) при попытке морским путем пройти к Южному полюсу увенчалась многими открытиями: были открыты огромная горная страна — Земля Виктории, вулканы Эребус и Террор и залив Мак-Мердо, на берегу которого сейчас работает научная станция США — Мак-Мердо, знаменитый Барьер Росса — 900-километровый край шельфового ледника Росса, самого большого в Антарктиде. В 1899—1900 гг. на мысе Адэр (71°17′ ю. ш., 170°06′ в. д.) впервые зимовала английская экспедиция под руководством норвежского исследователя К. Борхгревинка [*Борхгревинк*. 1958]. Экспедиция Р. Скотта и Э. Шеклтона в 1901—1903 гг. обследовала Землю Виктории и проникла в глубь материка на 1750 км, обнаружив, что за хребтами Трансантарктических гор простирается безбрежная ледяная пустыня.

В 1901—1903 гг. вынужденную зимовку у берегов Восточной Антарктиды провела германская экспедиция под руководством Э. Дригальского. Был открыт потухший влк. Гауссберг. Во время МГГ этот район исследовала Советская Антарктическая экспедиция.

16 января 1909 г. экспедиция Шеклтона достигла Южного магнитного полюса (72°25′ ю. ш., 155°16′ в. д.) и прошла в направлении к Южному географическому полюсу до 88°23′ ю. ш., 162° в. д., не дойдя до него всего 100 миль.

Впервые Южного географического полюса достигла экспедиция норвежского полярного исследователя Р. Амундсена 14 декабря 1911 г. На 33 дня позднее до Южного полюса добралась английская экспедиция Р. Скотта. На обратном пути все ее участники погибли от холода и истощения. В память о по-



Колония императорских пингвинов у берегов Антарктиды. Фото М. Б. Дюргерова

гибших на пожертвования населения в Англии был создан Полярный институт имени Р. Скотта, продолжающий свою деятельность и по сей день.

В 1911—1914 гг. австралийской экспедицией Д. Моусона было обследовано побережье Восточной Антарктиды на огромном протяжении. На собачьих упряжках и пешком было пройдено 5760 км.

В следующее десятилетие (1923—1932 гг.) норвежской, английской, немецкой и американской экспедициями были исследованы внутренние части Антарктического п-ова, п-ов Эдуарда VII, открыта Земля Мэри Бэрд, совершен полет к Южному полюсу (Р. Бэрд), открыты и частично положены на карту берега Земли Королевы Мод, обследованы другие участки антарктического побережья.

В 1933—1935 гг. американская экспедиция Р. Бэрда исследовала шельфовый ледник Росса, Землю Мэри Бэрд, ледяное плато Бэрда. Летчик Л. Элсуэрт совершил первый перелет через Западную Антарктиду протяженностью 2200 миль — от моря Уэдделла до станции Литл-Америка на берегу моря Росса. Была открыта Земля Элсуэрта и горный хр. Сентинел. Норвежской экспедицией в 1935 г. открыта Земля Ларса Кристенсена. В 1939—1941 гг. Третьей экспедицией Бэрда исследовалась Западная Антарктида и Трансантарктические горы. В 1946—1947 гг. американским военно-морским флотом проведена операция «Хайджамп». С воздуха был открыт Оазис Бангера. В районе ледника Фильхнера большие работы проведены экспедицией Ф. Ронне. Сейчас этот ледник носит наименование Ронне — Фильхнера.

Норвежско-британско-шведская экспедиция работала в 1950—1952 гг. на Земле Королевы Мод. В ней участвовали гляциологи В. Шютт и Ч. Суитинбенк и физик Г. Робин. Впервые было проведено сейсмическое зондирование ледникового покрова. Максимальная

Цифрами на карте обозначены научные станции:

1. Оркадас (Арг.)
2. Сигню (Брит.)
3. Беллинсгаузен (СССР)
4. Арцтовский (Польша)
5. Теньенте-Родольфо-Марш (Чили)
6. Капитан-Артуро-Прат (Чили)
7. Хенераль-Бернардо-О'Хиггинс (Чили)
8. Эсперанса (Арг.)
9. Марамбио (Арг.)
10. Примавера (Арг.)
11. Браун (Арг.)
12. Палмер (США)
13. Фарадей (Брит.)

Покровное оледенение суши · Границы шельфовых ледников · Суша, свободная от льда · Выводные ледники · Шельфовые ледники · • 5140 Отметки высот над уровнем моря

Обзорная карта Антарктиды [Атлас Антарктики. 1966]. На карте показаны научные станции, работавшие в 1984 г.



Вулкан Эребус и язык выводного ледника. Западная Антарктида

толщина льда в этом районе оказалась равной 2700—3500 м.

Все названные выше экспедиции проводили исследования главным образом в прибрежных районах, а внутренние районы Антарктического ледникового покрова оставались огромным «белым пятном». Стереть это «белое пятно» были призваны исследования по единой международной программе во время МГГ. Официально временем проведения МГГ страны-участницы договорились считать 1957—1959 гг. Работы проводились учеными 11 стран (СССР, США, Англии,



Обсерватория Мирный. 1956 г. Фото Л. Д. Долгушина



Заготовка пресной воды в Мирном. Фото Л. Д. Долгушина

Австралии, Франции, Аргентины, Чили, Норвегии, Японии, Новой Зеландии, ЮАР) не только на материковых и островных станциях, но и в санно-гусеничных походах. Была согласована сеть секторов и районов, подлежащих исследованию отдельными странами.

Советский Союз взял на себя исследование самых труднодоступных и совершенно неизученных территорий Восточной Антарктиды. В 1956 г. на берегу моря Дэвиса был построен поселок и обсерватория Мирный и начаты научные исследования. Первый санно-тракторный поход в глубь ледяного континента завершился созданием первой внутриконтинентальной научной станции Пионерская, в 375 км от Мирного, на склоне ледникового купола Восточной Антарктиды, на высоте 2700 м над ур. м. Исследования на станции Пионерская дали первое реальное представление о природе внутренних частей Антарктиды, об условиях жизни и работы на ледниковом куполе во время южной полярной ночи. Были установлены важнейшие особенности климата и других природных явлений ледникового купола, что послужило основой для подготовки и проведения более дальних походов в глубь ледяного континента и создания других внутриконтинентальных станций. В период МГГ кроме станций Мирный и Пионерская были созданы станции Комсомольская, Восток-1, Восток, Советская, Полюс Недоступности. Основной из них является станция Восток на геомагнитном полюсе (78°27′ ю. ш., 106°51′ в. д.), в

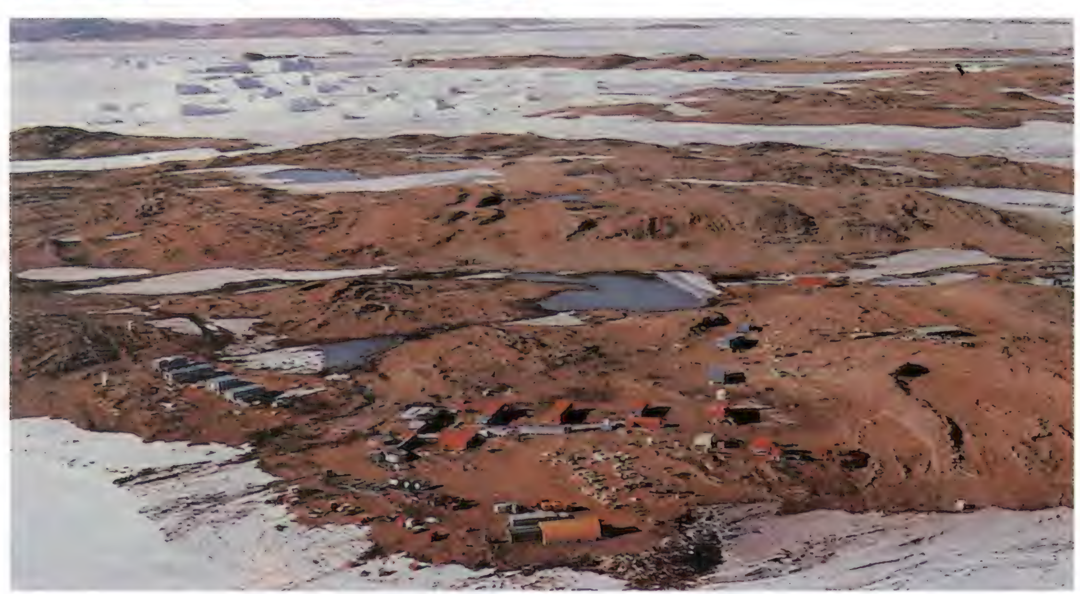


и его ложа, строения и температурного режима снежно-ледниковой толщи и их динамики. Аэрофотосъемкой была покрыта полоса побережья Восточной Антарктиды на протяжении многих тысяч километров.

Исследования США были сосредоточены на шельфовом леднике Росса и на ледниковом щите Западной Антаркти-

Советская станция Дружная-1 после «раскопок». Фото М. Б. Дюргерова

Японская станция Сёва в оазисе Восточной Антарктиды



1410 км от Мирного, на высоте 3488 м над ур. м. На станции Восток была измерена самая низкая на Земле температура −89,2°. (Станция Восток продолжает работать и в настоящее время.) По данным радиолокационного и сейсмического зондирования было установлено, что под ледниковым покровом Восточной Антарктиды скрыта огромная страна с горными хребтами протяженностью до нескольких тысяч километров и высотой до 3000 и более метров, разделенными обширными равнинами и глубокими впадинами, частью ниже уровня моря.

На станциях и в санно-тракторных походах наряду с комплексом геофизических исследований проводилось изучение форм рельефа ледниковой поверхности

ды, где со станций Мак-Мердо, Бэрд и Элсуэрт совершались полеты и внутриматериковые походы. Было установлено, что ложе ледникового покрова на большей части Западной Антарктиды лежит много ниже уровня моря, а максимальная толщина льда превышает 3000 м. На Южном полюсе была создана станция Амундсен-Скотт с обширным комплексом геофизических исследований, включая и гляциологические.

Англичане проводили стационарные наблюдения главным образом в атлантическом секторе антарктического побережья. Кроме того, ими был совершен трансконтинентальный поход от побережья моря Уэдделла через Южный полюс до станции Мак-Мердо. Установлено, что подледный рельеф на всем прой-

денном пути отличается большой пересеченностью — местами опускается ниже уровня моря, местами поднимается на тысячи метров выше него.

Успешно вели исследования также экспедиции и станции Франции, Норвегии, Австралии и других стран.

Исследования, начатые в период МГГ, были продолжены в соответствии с Договором об Антарктике, который был подписан 12 государствами (Аргентиной, Австралией, Бельгией, Чили, Французской Республикой, Японией, Новой Зеландией, Норвегией, Южно-Африканским Союзом, Великобританией, СССР и США) в 1959 г. и вступил в силу после ратификации всеми подписавшими странами с 23 июня 1961 г. Впоследствии к нему присоединились еще 13 государств. В соответствии с Договором об Антарктике южная полярная область к югу от 60° ю. ш. может использоваться исключительно в мирных целях и не должна стать ареной или предметом международных разногласий. Закреплен принцип свободных научных исследований, обмена научным персоналом и результатами научных наблюдений, опубликования и предоставления материалов наблюдений в мировые центры данных.

Договор об Антарктике способствовал дальнейшему развертыванию научных исследований на шестом континенте. Было создано много новых станций, в изучение Антарктики включились новые страны. В настоящее время в Антарктике работают 44 научные станции 14 государств. Из них 7 советских, не считая выполнивших свою роль и закрытых.

Силами СССР, Англии и США выполнена большая работа по сейсмическому и радиолокационному зондированию ледникового покрова для определения его толщины, массы и подледного рельефа. В настоящее время осуществляется Международный антарктический гляциологический проект (МАГП). В работах по единой программе участвуют Австралия, Англия, СССР, США, Франция, Япония. Работами по программе МАГП охвачена территория Восточной Антарктиды между 60 и 160° в. д. от побережья до 80° ю. ш. Выполнено радиозондирование более чем на половине территории МАГП, пробурены глубокие скважины в районе станции Кейси (Австралия) — до 900 м, на куполе С (Франция) — около 1000 м, на станции Восток (СССР) — более 2000 м. Керны обрабатываются. Проведены наземные исследования.

Геологическое строение Антарктиды и подледный рельеф

По современным представлениям Антарктида — это огромный материк общей площадью 13 980 тыс. км^2 [*Суетова*. 1987], из которых 96,7% покрыто льдом*.

Геоструктурной основой Антарктического материка является древняя (дорифейская) материковая платформа, частично обрамленная палеозойскими и мезозойскими складчатыми сооружениями. Она является «обломком» гондванского панматерика, сместившегося в район Южного полюса. К Антарктической платформе площадью более 12 млн км^2 относится вся Восточная Антарктида, центральная часть Западной Антарктиды и Земля Мэри Бэрд. К окраинным складчатым сооружениям более молодого возраста (преимущественно палеоген-неогенового) относятся горы Антарктического п-ова и Земля Александра I, горы Джонс и Элсуэрт. Этот пояс складчатых гор является продолжением Анд Южной Америки, с которыми он связан дугой Южно-Антильского хр. Площадь андийских складчатых сооружений в Западной Антарктиде составляет более 1 млн км^2.

В сложении фундамента Антарктической платформы участвуют гнейсы и кри-

* В связи с непрерывно продолжающимся исследованием поверхностного и подледного рельефа Антарктиды и большой изменчивостью границ ледникового покрова во времени оценки площади, толщины и объема льда как всего Антарктического ледникового покрова, так и отдельных его частей постоянно уточняются. В Прилож. № 8, табл. 1 приведены характеристики оледенения Антарктиды, полученные английскими исследователями [*Drewry*. 1983]. В результате более поздних картометрических работ советских исследователей были получены несколько отличающиеся значения этих параметров [*Берлянт и др.* 1987; *Суетова*. 1987]. Но практически расхождения не превышают 1—2% от полученных величин и находятся в пределах точности их измерения.

сталлические сланцы протерозоя, прорванные многочисленными интрузиями гранитов и чарнокитов и дайками долеритов. Породы фундамента смяты в сложные складки и разбиты многочисленными разрывными дислокациями, по которым происходили блоковые вертикальные смещения.

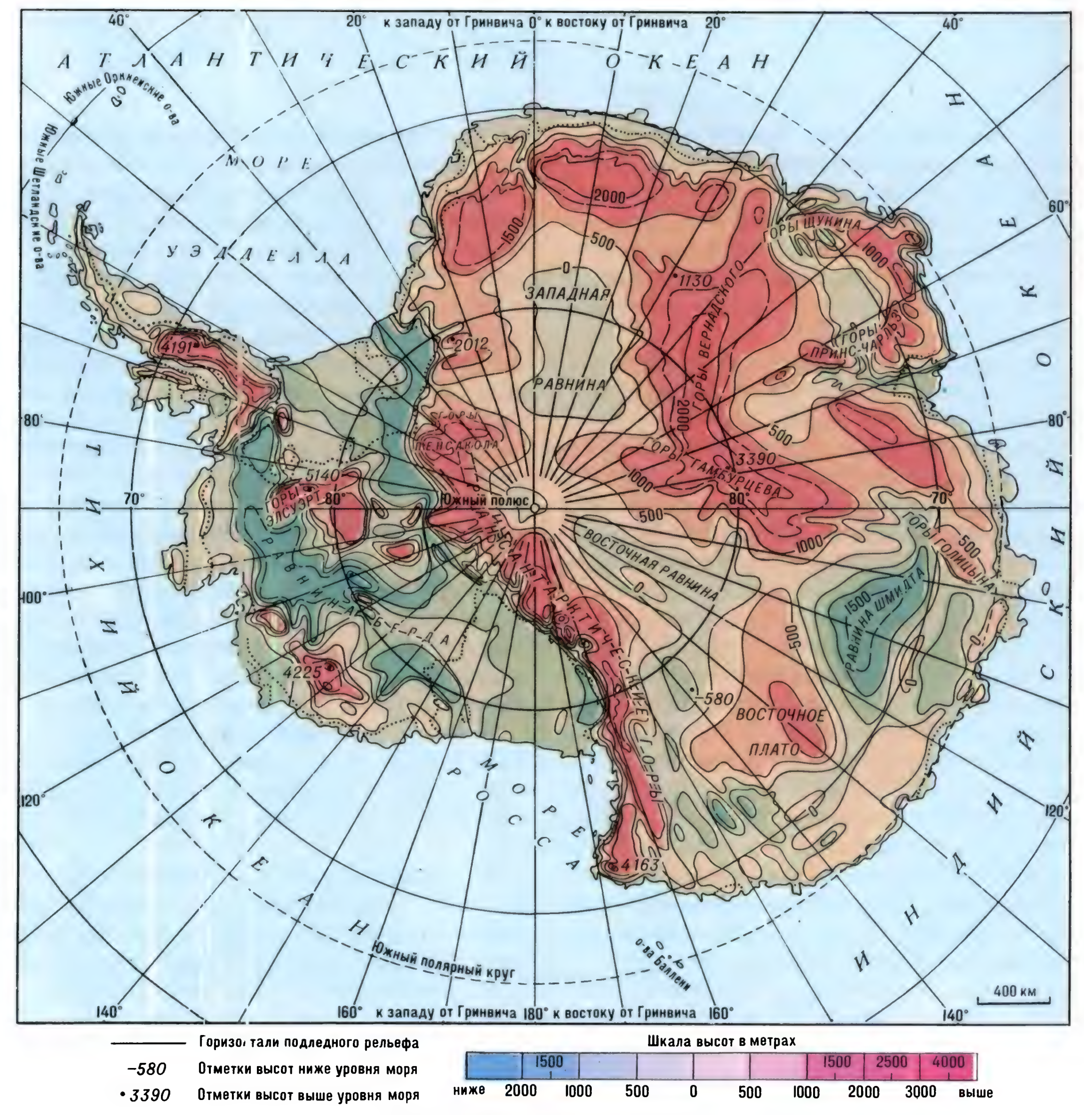
На кристаллическом фундаменте залегает чехол антарктической платформы, состоящий из вулканогенно-осадочных пород палеозойского и мезозойского возрастов. Этот чехол, который обычно называют серией Бикон, распространен преимущественно в Трансантарктических горах. Почти горизонтальные или пологозалегающие пласты песчаников, переслаивающиеся с другими породами прибрежных и терригенных фаций, пронизаны пластовыми интрузиями долеритов и перекрываются базальтовыми покровами. Нижняя часть серии Бикон представлена кварцевыми песчаниками, на которых лежит толща тиллитов, представляющих морены палеозойских ледников. На древних ледниковых отложениях залегает пермско-триасовая угленосная свита, состоящая из песчаников и темных глинистых сланцев с прослоями каменных углей толщиной от 1 до 10 м с остатками древесной растительности. Разрез свидетельствует о том, что в среднем палеозое Антарктида испытала мощное оледенение, а в верхнем палеозое и нижнем мезозое на ее территории росли леса, давшие начало каменноугольным пластам. Но в юрском периоде климат опять стал более суровым, и ледники в Антарктиде появились вновь, о чем свидетельствуют прослои юрских тиллитов, чередующиеся с базальтовыми покровами. Отложений моложе юрских в пределах Антарктической платформы не встречено, за исключением четвертичных морен и пояса кайнозойских вулканов, из которых Эребус продолжает периодически извергаться.

В области андийских складчатых сооружений мощная толща конгломератов, песчаников, сланцев и известняков палеозоя собрана в сложные складки и перекрыта полого залегающими мезозойскими и кайнозойскими песчаниками и сланцами с прослоями лав и туфов. На Антарктическом п-ове широко развиты породы габбро-гранитного комплекса.

В кайнозое наряду с активизацией вулканизма в формировании современного рельефа Антарктиды решающая роль принадлежала тектоническим разломам, преимущественно широтного и меридионального простираний, по которым крупные глыбы земной коры испытывали значительные вертикальные поднятия и опускания. С ними связано образование горста Трансантарктических гор, краевого прогиба, соединяющего моря Росса и Уэдделла, гор Антарктического п-ова, гор Элсуэрт, Земли Королевы Мод и ряда других горных сооружений. Грабены в краевых частях антарктической платформы в настоящее время служат ложбинами стока крупных выводных ледников (*ледники Денмена, Ламберта, Сирасе, Ютульстрёумен* и др.).

С конца палеогена (около 30 млн лет назад) и до наших дней Антарктида — это область обширного материкового оледенения, то более, то менее мощного.

В современном коренном рельефе Восточной Антарктиды различают девять крупных орографических единиц, бóльшая часть которых скрыта под ледниковым покровом. Их очертания определены пока приблизительно. Это: 1) подледная равнина Восточная с высотами от + 300 до − 500 м; 2) подледная равнина Шмидта с высотами по краям до + 500 м и с глубокой впадиной посредине (до − 1500 м); 3) подледная равнина Западная с очень ровным дном, с высотой, близкой к уровню моря; 4) подледные горы Гамбурцева и Вернадского протяженностью более 2500 км с максимальной высотой более 3000 м; 5) подледное плато Восточное высотой 1000—1500 м; 6) долина МГГ с горной системой Принс-Чарльз, часть вершин и плато которой поднимаются над ледниковой поверхностью; 7) Трансантарктические горы длиной 4000 км, высотой до 4500 м, многие их вершины и хребты поднимаются на сотни, а местами и на тысячи метров над ледниковой поверхностью; 8) горы Земли Королевы Мод, прибрежная горная система протяженностью около 1500 км с высотами до 3000 м, многие вершины и хребты поднимаются над по-



Подледный рельеф Антарктиды

верхностью ледникового покрова; 9) горные системы Земли Эндерби с вершинами более 1500—2000 м.

В Западной Антарктиде — четыре главные орографические единицы: 1) горные хребты Антарктического п-ова и Земли Александра I с высотами до 3600 м; 2) горные массивы побережья моря Амундсена и Земли Мэри Бэрд с высотами до 3000 м, с глубокими (до — 1000 м) разделяющими их впадинами; 3) срединный массив с горами Элсуэрт, хр. Сентинел и массивом Винсон — высшей точкой коренного рельефа Антарктиды (5140 м); 4) обширная подледная равнина Бэрда, лежащая ниже ур. м. (от −500 до −25555 м).

Континентальную плиту Антарктиды опоясывает шельфовая отмель с глубинами 400—500 м. Наибольшей ширины она достигает в море Росса и под шельфовым *ледником Росса,* несколько меньше она развита в морях Уэдделла, Беллинсгаузена и Амундсена. Основные особенности коренного рельефа Антарктиды хорошо видны на карте подледного рельефа Антарктиды и трансантарктическом профиле (см. рис. на с. 372).

Ледниковый покров Антарктиды

Большая часть Антарктического материка покрыта мощным ледниковым покровом, площадь которого 13 650 тыс. км^2, средняя толщина льда, по данным

«Обь» у берегов Антарктиды, курсирующая в поисках ледяного причала, 1956 г. Рисунок Ю. В. Смирнова по фото Л. Д. Долгушина



Санно-гусеничный поезд на ледяном куполе Восточной Антарктиды. Фото М. Б. Дюргерова



разных исследователей, составляет от 1830 м [*Суетова*. 1987] до 2160 м [*Drewry*. 1983], а максимальная превышает 4700 м. И лишь менее 2,4% поверхности Антарктиды (330 тыс. км^2) свободно ото льда. Это вершины подледных горных хребтов и отдельные нунатаки, а также антарктические оазисы. Общий объем льда около 30 млн км^3, что в пересчете на воду равно стоку всех рек земного шара за 540 лет! Таяние всего льда, законсервированного в антарктическом ледниковом покрове, привело бы к повышению уровня Мирового океана на 60—70 м и затоплению всех портовых городов мира и обширных прибрежных равнин всех других материков и островов, а каменное основание Антарктиды, освободившись от колоссальной ледяной нагрузки, поднялось бы примерно на 500 м за счет восстановления изостатического равновесия земной коры. Но такое развитие событий в обозримом будущем вряд ли возможно — антарктический ледниковый покров очень устойчив и при колебаниях климата за последние 30 млн лет испытывал лишь незначительные изменения размеров и формы.

Ледниковый покров Антарктиды — уникальное образование. Его размеры сопоставимы с размерами ледниковых щитов великого четвертичного оледенения в северном полушарии, и он содержит в своем составе все типы ледников, известные на земном шаре: от ледниковых щитов, горно-покровных ледников, ледников подножий и шельфовых ледников до горных ледников всех типов, размеров и форм (Прилож. № 8, табл. 1).

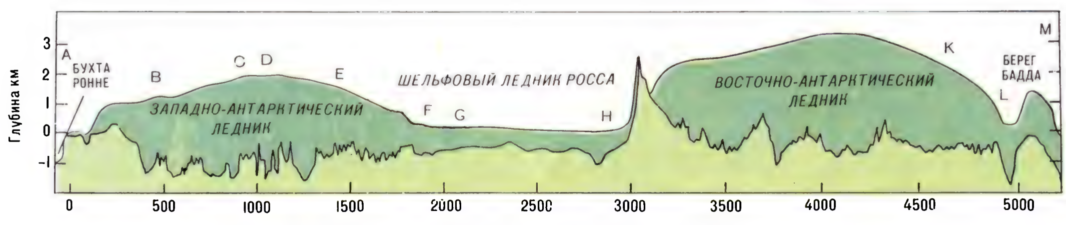
Основу оледенения Антарктиды составляет гигантский материковый ледниковый щит, занимающий почти всю Восточную и Западную Антарктиду и бóльшую часть Антарктического п-ова. Площадь материкового ледникового щита Антарктиды 12 млн км^2 (около 88% общей площади оледенения материка), и в нем содержится 97,5% общего запаса льдов Антарктиды. 11,3% общей площади оледенения и 2,4% общего объема льда Антарктиды приходится на шельфовые ледники и менее 1% площади и 0,1% общего объема льда — на

Линии равной толщины ледникового покрова

• 4335 Значения измеренных толщин ледникового покрова

Толщина ледникового покрова в метрах

0 500 1000 2000 3000 4000 более



Толщина Антарктического ледникового покрова

ледяные купола и возвышенности, расположенные в пределах шельфовых ледников, и на горные ледники.

Наземный ледниковый покров Антарктиды состоит из трех неравных частей — огромного ледникового щита Восточной Антарктиды площадью около 9,9 млн км^2, ледникового щита Западной Антарктиды площадью 1,8 млн км^2 и ледникового щита Антарктического п-ова площадью 0,3 млн км^2. Все они связаны между собой, но имеют свои отдельные центры питания. Лед с ледникового щита Восточной Антарктиды частично перетекает в Западную Антарктиду и принимает участие в питании

крупнейших шельфовых ледников Росса и Ронне—Фильхнера.

Ледниковый щит Восточной Антарктиды состоит из нескольких плоских «куполов» второго порядка, слившихся между собой, которые из-за малых уклонов поверхности в пределах ледникового щита различаются с трудом. Визуально внутренняя часть ледникового щита на протяжении многих сотен километров представляется идеальной равниной, и только при тщательном геодезическом исследовании удалось выявить в пределах ледникового щита Восточной Антарктиды три огромных купола, разделенных понижениями. Эти купола на картах обозначают индексами А, В и С. Не вся поверхность внутренних районов Восточной Антарктиды исследована, в дальнейшем может быть выявлено еще несколько более или менее крупных неровностей ледниковой поверхности. Однако в целом ледниковый щит Восточной Антарктиды — это огромная, почти правильной формы ледяная лепешка со средним поперечником более 4000 км. Бо́льшая часть площади ледникового щита лежит выше 2000 м над ур. м., а самая высокая ее часть (близ Полюса относительной недоступности) превышает 4000 м. Средняя высота ледникового щита Восточной Антарктиды 2380 м. От центра к краям поверхность ледникового щита понижается вначале очень постепенно, а затем все более и более круто. На последних десятках, а местами и сотнях километров краевой зоны щита в рельефе его поверхности начинают сказываться неровности подледного рельефа, гребни отдельных горных вершин и хребтов выступают над ледниковым покровом в виде нунатаков, сток льда из внутренних районов щита дифференцируется. При совпадении направления подледных долин с общим направлением движения льда появляются выводные ледниковые потоки, разделенные застойными зонами ледяных скатов там, где лед подпруживается подледными неровностями, препятствующими его движению.

Ледниковый щит Восточной Антарктиды не только самый большой по площади, но и самый толстый. Его средняя толщина составляет по данным разных исследователей от 2120 м [*Суетова*. 1987] до 2630 м [*Drewry*. 1983]. Максимальные толщины льда были измерены в двух местах — в центре Восточной Антарктиды (84° ю. ш., 64° в. д.) и в северо-восточной части ее индийского сектора (69°54′ ю. ш., 135°12′ в. д.). В первом из этих пунктов толщина льда составила 4350 м, во втором — 4776 м. О возможности существования такой огромной толщины льда в современных ледниковых покровах Земли еще совсем недавно даже и не предполагали.

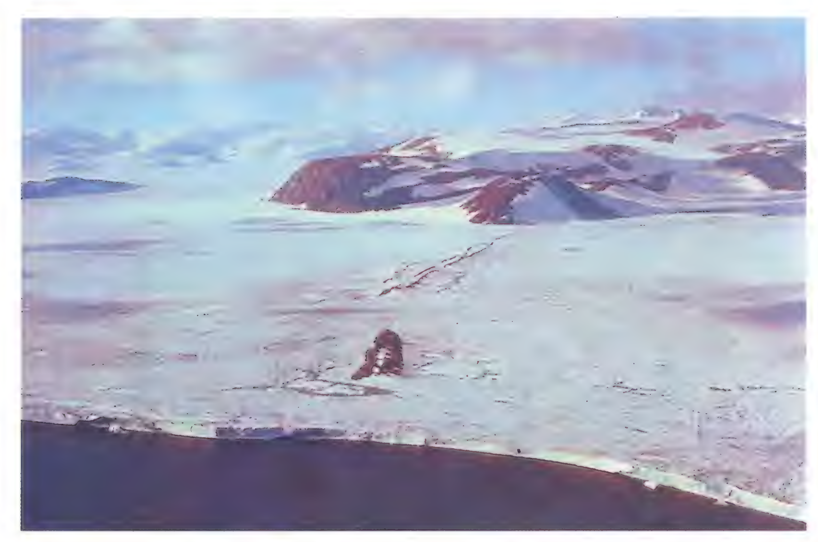
Ледниковый щит Западной Антарктиды не только значительно меньше Восточноантарктического по площади, но он и менее толстый (средняя толщина 1100 м), а его поверхность поднимается на вдвое меньшую высоту над уровнем моря (максимальная высота около 2000 м, средняя 910 м). Ложе ледника здесь лежит в среднем на 390 м ниже ур. м. [*Суетова*. 1987].

В пределах ледникового щита Западной Антарктиды и Антарктического п-ова выделяют четыре ледниковых купола: Мэри Бэрд, Элсуэрт, Пальмера и Грейама. Их размеры много меньше куполов Восточной Антарктиды.

Как уже упоминалось, все ледниковые щиты и купола Антарктического материка связаны между собой, и границы между ними неопределенны.

Шельфовые ледники

На протяжении около 17 800 км побережье Антарктиды окаймлено шельфовыми ледниками. Шельфовые ледники — это гигантские плавучие ледяные плиты у края материкового ледникового покрова Антарктиды, являющиеся его естественным морским продолжением. Общая площадь шельфовых ледников Антарктиды, по Н. И. Баркову, специально изучавшему шельфовые ледники, равна 1 506 тыс. км^2 (по данным других авторов — от 1 543 тыс. до 1 650 тыс. км^2), а объем льда, заключенного в шельфовых ледниках, около 720 тыс. км^3. Самые большие шельфовые *ледники, Росса* и *Ронне—Фильхнера,* расположены в Западной Антарктиде и вместе занимают площадь около 1 млн км^2. Их протяженность с юга на север достигает 850



Небольшой шельфовый ледник в Западной Антарктиде. Фото М. Г. Гросвальда

Конец языка ледника Канада в сухой долине Тейлора. Район залива Мак-Мердо в Западной Антарктиде. Фото М. Г. Гросвальда



и 700 км, с запада на восток — 1000 и 1100 км соответственно [*Барков*. 1971]. Протяженность шельфовых ледников в Восточной Антарктиде вдоль линии побережья более 10 тыс. км, но их ширина обычно небольшая — 100—250 км. Список крупных шельфовых ледников помещен в Прилож. № 8, табл. 2.

Для существования шельфовых ледников и их режима большое значение имеет их положение относительно наземной части ледникового покрова: ледники, расположенные в далеко вдающихся в сушу заливах, лучше противостоят разрушению морскими волнами и течениями, чем ледники, выступающие далеко в открытое море. Первые из них находятся и в более благоприятных условиях питания, так как они имеют более длинную тыловую границу, через которую получают питание с материкового ледникового щита. Движение льда также различно: в первых из них лед движется по сходящимся линиям тока, во вторых — по расходящимся. Основываясь на этих различиях, все шельфовые

ледники Антарктиды делят на конвергентные и дивергентные. Примерами первых являются ледники Росса, Ронне—Фильхнера, *Уилкинса,* вторых — *Шеклтона, Западный, Лазарева.*

Конвергентные ледники отличаются обычно большей толщиной, чем дивергентные. Средняя толщина ледника Росса около 450 м (от 600—800 м у тылового края до 200—250 м у фронта); толщина ледника Ронне—Фильхнера у тылового края 1000—1300 м, у фронта — около 200 м, а средняя — 650 м; толщина дивергентных ледников Шеклтона, Лазарева и Западного у внутреннего края 400—500 м, у фронта — 150—180 м, в среднем — 250—300 м.

Питание шельфовые ледники получают из двух главных источников: примерно две трети льда поступает с материкового ледникового покрова и одна треть — за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на их поверхность. По приблизительному расчету, с материка поступает 990 ± 400 млрд т, а за счет аккумуляции атмосферных осадков — 357 ± 71,4 млрд т льда в год [*Барков.* 1971].

Главной статьей расхода шельфовых ледников является откол айсбергов. Местами откола служат трещины и разломы, положение которых часто не согласуется с величиной годового или сезонного накопления: ряд лет откол айсбергов может не происходить, зато в другие годы могут обламываться и уплывать в море огромные ледяные поля площадью до нескольких десятков тысяч квадратных километров. «...Процесс расходования льда плавучих ледников по самой своей природе прерывен, так что неправильные колебания их размеров в равной мере свойственны периодам как сокращения, так и роста и квазистационарного состояния ледников» [*Шумский.* 1969. С. 390]. Поэтому по изменению очертаний барьеров шельфовых ледников нельзя составить правильное представление об их балансе.

Движение льда и выводные ледники

Движение ледников под воздействием собственного веса — основной агент переноса льда из области накопления в область расхода. Лед растекается от центра Антарктического ледникового щита к его периферии. Вследствие сложно расчлененного подледного рельефа и разной крутизны ледниковой поверхности в краевых частях наблюдается значительная дифференциация стока льда. Там, где направление крупных подледных долин совпадает с общим направлением склона ледникового щита, образуются мощные ледяные потоки — выводные ледники, в которых скорость движения льда значительно больше, чем у недифференцированного ледникового покрова. И наоборот, там, где неровности подледного рельефа преграждают путь льдам, образуются застойные зоны подпруживания с малыми скоростями движения. Промежуточное положение занимают участки края ледникового покрова, где расчленение подледного рельефа невелико, а уклон поверхности значителен.

Движение недифференцированного края ледникового покрова близ скал и оазисов измеряется несколькими десятками метров в год, а там, где лед может свободно стекать широким фронтом, — несколькими сотнями метров в год. Так, на Земле Адели скорость движения края материкового ледникового покрова от 10 до 30 м/год; в районе станции Мак-Мердо — от 12 до 311 м/год, а к западу от г. Гаусберг — от 120 до 160 м/год. В районе Мирного, там, где движению льда препятствуют скалы, лед движется со скоростью от нескольких метров до 30—45 м/год, а всего в одном километре к востоку от Мирного скорость движения льда увеличивается до 370—410 м/год. Средняя скорость движения недифференцированного края ледникового покрова между Оазисом Бангера и г. Гаусберг составляет 164 м/год, а на лишенном скалистых выходов побережье Восточной Антарктиды (Берег Отса, Берег Бадда, Берег Банзаре) максимальные скорости движения льда достигают 250—400 м/год.

Основными каналами стока льда из внутренних районов антарктического ледникового покрова являются выводные ледники. Их можно разделить на две группы: выводные ледники, языки которых текут в долинах со скалистыми бере-



Один из выводных ледников Антарктического ледникового покрова. Фото М. Г. Гросвальда

гами, поднимающимися над поверхностью льда (выводные ледники Трансантарктических гор, гор Земли Королевы Мод, Антарктического п-ова и других горных районов Антарктиды), и ледяные потоки в ледяных берегах (большинство ледников индийского сектора Восточной Антарктиды и тихоокеанского сектора Западной Антарктиды к западу от шельфового ледника Росса). Есть и переходные типы.

В ледяных потоках границы ледосборных бассейнов выделить очень трудно, так как в истоках они сливаются с общей поверхностью ледникового щита. Поэтому на существующих картах выделяются только их нижние («языковые») части, морфологически отличные от окружающих их слаборасчлененных ледяных скатов. В нижнем течении, чем ближе к концу, тем ярче признаки быстрого движения льда в ледяных потоках. Их поверхность становится все более и более трещиноватой. Местами трещины покрывают ледяные потоки настолько густой сетью, что они становятся недоступными для любого вида механизированного транспорта. При сужении каналов стока вдоль ледяных потоков образуются валы сжатия с разделяющими их разломами и мульдами, протягивающиеся на многие километры вниз по течению. Эти валы повторяют вместе с ледником все изгибы подледной долины, а при переходе в область плавучих ледяных дельт, какими оканчиваются многие выводные ледники, они веерообразно расходятся, свидетельствуя о растекании ледникового потока. На линии всплывания в теле ледника возникают крупные разломы, перпендикулярные к направлению движения ледника, которые, перекрещиваясь с напорными продольными грядами и разломами, раскалывают ледник на блоки — своеобразные «заготовки» будущих айсбергов. Вследствие этого айсберги, источниками которых служат дельты выводных ледников и их фронтальных обрывов, имеют морфологию, отличную от айсбергов другого происхождения: поверхность их не плоская, как у шельфовых айсбергов, а выпуклая (караваеобразная), испещренная густой сетью перекрещивающихся трещин. Высота этих айсбергов больше, а горизонтальные размеры меньше, чем у шельфовых айсбергов. Так, например, айсберги, продуцируемые выводным *ледником Денмена,* поднимаются над уровнем моря на 50—70 м, а от фронтальной части соседнего шельфового *ледника Шеклтона* отходят айсберги высотой 20—30 м над ур. м., хотя первые по площади много меньше вторых.



Характер поверхности ледника Ламберта — крупнейшего выводного ледника Антарктиды

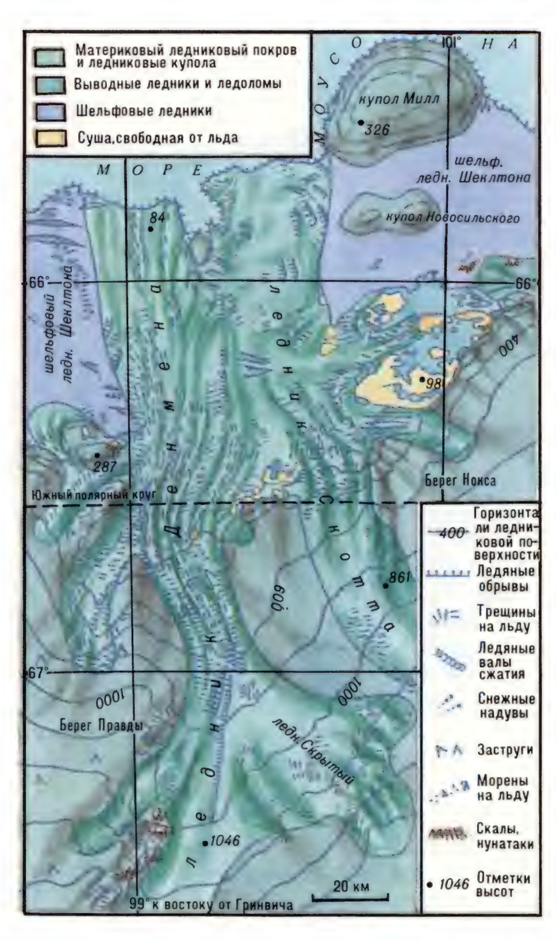
Выводные ледники отличаются большим разнообразием форм и размеров, начиная с гигантских ледяных «рек» в ледяных берегах длиной в несколько сот километров (*ледник Ламберта* длиннее 500 км, его ширина при переходе в шельфовый *ледник Эймери* около 30 км; длина ледника Денмена 200 км, ширина

от 15 до 30 км) до ледников со слабо выраженным каналом стока и расплывчатыми очертаниями, больше напоминающими ледопады и ледоломы (например, *ледник Позадовского*). Некоторые выводные ледники имеют плавучие дельты, далеко выступающие в океан, существование которых, по-видимому, связано с продолжением подледной долины по дну океана. Борта долины предохраняют конец ледника от разрушения. У других ледников, наоборот, айсберги отходят сразу же, как только их фронт достигнет линии всплывания. В этом случае к краю ледникового покрова, по-видимому, подходят широкие глубоководные заливы.

Из общей протяженности береговой линии Антарктиды, равной 31 876 км, на фронтальные обрывы крупных выводных ледников, оканчивающихся непосредственно в океане, приходится всего около 5%. Впятеро большую протяженность имеют фронты выводных ледников, вливающихся в шельфовые ледники (Прилож. № 8, табл. 3).

Выводные ледники, плавучие ледяные языки которых нередко далеко выдвигаются в море, движутся с самыми различными скоростями в зависимости от размеров, толщины, уклона поверхности и морфологии ложа. Но в среднем они движутся много быстрее, чем недифференцированный край ледникового покрова. По измерениям австралийской экспедиции на Земле Мак-Робертсона, ледники в скалистых берегах движутся со скоростями от 120 до 320 м/год, а плавучая часть *ледника Доверс* — со средней скоростью 774 м и максимальной — 1058 м/год. Скорость движения *ледника Вандерфорд* на Земле Нокса в среднем 760 м/год, а скорость движения 7 крупнейших ледников Трансантарктических гор, впадающих в шельфовый ледник Росса, колеблется от 110 до 840 м/год. Из них быстрее всех движется *ледник Бэрда*. Выводной *ледник Хейса* в районе станции Молодежной движется со скоростью около 900 м/год.

По нашим измерениям более чем в 200 пунктах, ледники Денмена и Скотта при переходе на плав имеют средние скорости 1100 и 440 м/год соответственно, а максимальные скорости движения



Выводные ледники Денмена и Скотта.
Восточная Антарктида.
Составили Л. Д. Долгушин, Г. Б. Осипова

концов их плавучих языков — 1460 и 1314 м/год. В секторе антарктического побережья между 40 и 166° в. д. средняя скорость движения выводных ледников составила около 600 м/год. С близкими скоростями движутся шельфовые ледники Западный и Лазарева — 600 и 570 м/год соответственно. По повторным астрономическим наблюдениям американские исследователи определили скорость движения шельфового ледника Росса близ его края (барьера) на 740-километровом профиле между островами Росса и Рузвельта равной в среднем 1238 м/год. Максимальная скорость — 1870 м/год. По приближенному подсчету, через каждый километр линии этого профиля ежегодно протекает в сторону океана 0,445 км^3 льда — намного

больше, чем предполагали ранее. Скорость движения ледника Эймери от линии всплытия до фронтального обрыва по измерениям австралийской экспедиции увеличивается от 370 до 1300—1500 м/год. Фронт шельфового ледника Ронне—Фильхнера движется со скоростью от 1260 до 1656 м/год. Менее крупные шельфовые ледники движутся со скоростями от 250 до 800 м/год [*Долгушин.* 1963, 1966; *Барков.* 1971].

Климат

Как известно, ледники являются продуктом климата, но, возникнув, они со своей стороны оказывают то менее, то более значительное влияние на климат. Влияние Антарктического ледникового покрова на климат Антарктиды имеет решающее значение. Колоссальная ледяная масса, занимающая все околополюсное пространство южнее полярного круга и поднимающаяся до 3—4 км над ур. м., коренным образом меняет климатические условия по сравнению, например, с Центральной Арктикой.

Климат Антарктиды определяется четырьмя главными факторами: солнечной радиацией, высокогорной орографией, физическими свойствами подстилающей поверхности, отражающей до 90% солнечной радиации, и циркуляцией атмосферы — циклоническими вихрями по периферии Антарктического ледникового щита и антициклоническим режимом в его центральных частях.

Радиационный режим. В связи с тем что в Антарктиде, занимающей околополюсное положение в южном полушарии, полярный день совпадает с нахождением Земли в перигелии, она получает солнечной радиации на 7% больше, чем Арктика в тех же широтах. Поверхность Антарктиды на большей ее части поднимается до 3000 м и выше над ур. м., т. е. находится выше облачности нижнего яруса, что обеспечивает очень высокую прозрачность атмосферы (коэффициент прозрачности в центральных районах Антарктиды 0,80—0,85). Благодаря этому интенсивность солнечной радиации в Антарктиде самая высокая на Земле (1,7 кал/см^2·мин.). Прямая солнечная радиация составляет 70—80% суммарной. Количество солнечного тепла, поступающего к поверхности антарктического ледникового покрова, летом составляет 30 ккал/см^2·мес., а за весь год — около 120 ккал/см^2. Однако, несмотря на столь большой приход солнечной радиации, Антарктида — самая холодная область земного шара. Это связано с большой высотой над уровнем моря, с очень большим альбедо ее снежно-ледяной поверхности, с большим эффективным излучением.

Альбедо снега, покрывающего антарктический ледниковый покров, составляет 80—95%, а сравнительно небольших участков обнаженного льда в его краевых частях — около 60%. В результате от 75 до 90% приходящей солнечной радиации отражается обратно в космическое пространство, а поглощается всего лишь 15—30 ккал/см^2·год. Но в связи с тем, что в Антарктиде очень велико эффективное излучение, баланс длинноволновой радиации отрицательный (от −20 до −25 ккал/см^2·год). Полный радиационный баланс также отрицательный (в пределах материкового ледникового покрова и шельфовых ледников от −5 до −10 ккал/см^2·год).

Таким образом, важнейшей закономерностью радиационного режима является постоянное выхолаживание поверхности антарктического ледникового покрова. Исключением являются горные хребты и оазисы, лишенные снега большую часть года, где радиационный баланс положительный (30—40 ккал/см^2·год), а также узкая полоса побережья, где летом происходит незначительное таяние снега и льда. Однако на общем радиационном балансе всего ледникового покрова это почти не сказывается [*Маршинова, Русин.* 1966; *Русин.* 1969; *Короткевич.* 1972].

Циркуляция атмосферы. Вследствие радиационного выхолаживания над центральной частью Антарктиды в нижних слоях атмосферы существует практически постоянный антициклон, над которым в верхних слоях атмосферы сравнительно теплые и влажные воздушные массы с окружающего Антарктиду Южного океана движутся к центру Антарктического материка, где выхолаживаются, опускаются и скаты-



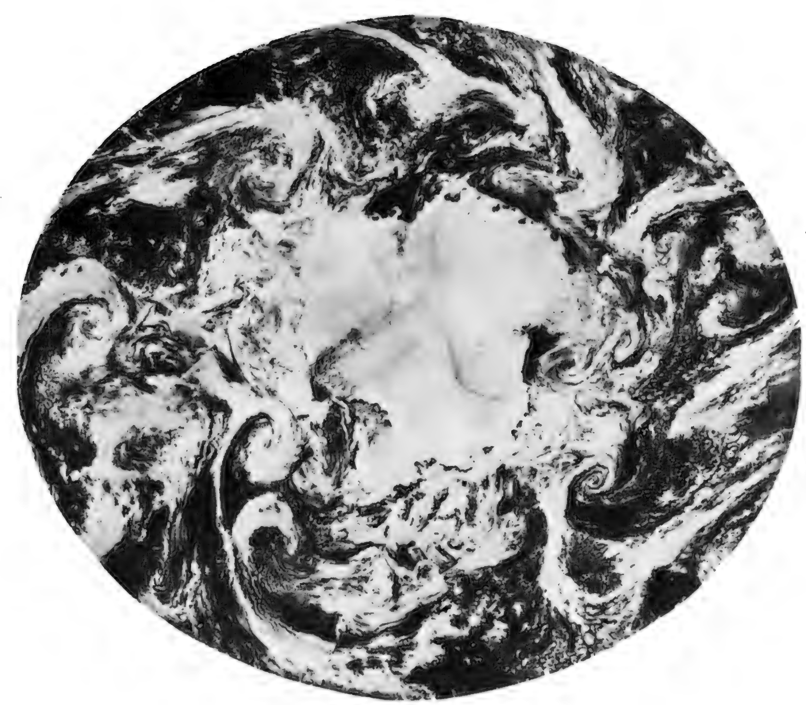
Кающиеся в оазисе Бангера. Их происхождение связано с интенсивным избирательным испарением при отрицательных температурах воздуха. Фото Л. Д. Долгушина

ваются от центра к побережью, опоясанному зоной пониженного давления, в виде стоковых ветров.

В гигантском океаническом кольце вокруг Антарктиды, между антарктическим антициклоном и субтропической областью высокого давления южного полушария, расположена область низкого давления. Однородная подстилающая поверхность (океан) и большие межширотные термические градиенты создают крайне благоприятные условия для формирования циклонов, движущихся по периферии Антарктического материка главным образом с северо-запада на юго-восток.

Циклоническая деятельность в Антарктиде особенно интенсивна зимой, когда огромные вихри циклонов вторгаются в глубь материка между разделяющими их отрогами центральноантарктического антициклона. Они несут с собой штормовые ветры и снегопады. Углубление циклонов зимой связано с тем, что в зимнее время особенно велик контраст между сравнительно теплой морской воздушной массой и исключительно холодной антарктической. Летом этот контраст сглаживается, и циклоническая деятельность ослабевает. На снимке из космоса хорошо видны основные пути движения циклонов вокруг Антарктиды.

Температура воздуха и поверхности снежно-фирновой толщи антарктического ледникового щита определяется главным образом радиационным режимом, а также высотой над уровнем моря и удаленностью от открытых морских акваторий. Наблюдается закономерное понижение температуры воздуха и верхних горизонтов антарктического ледникового покрова от побережья к центру, так как в том же направлении растут абсолютная высота ледниковой поверхности и продолжительность полярной ночи. Общая закономерность нарушается лишь в результате вторжений на материк циклонов, но, как уже говорилось, они редко проникают в центральные районы. Почти на всей территории Антарктиды (за исключением Антарктического п-ова, узкой береговой полосы и оазисов) температура воздуха и леднико-



Циклонические вихри вокруг Антарктиды. В центре материка преобладает антициклонический режим. Монтаж космических снимков

вой поверхности всегда остается ниже нуля.

В прибрежных районах в зависимости от широтного положения и близости к открытому океану средняя годовая температура воздуха изменяется от −6,1° на станции Хоп-Бей (Антарктический п-ов, 63°24′ ю. ш., 56°59′ з. д.) до −11,5° на станции Мирный (66°33′ ю. ш., 93°01′ в. д.) и до − 17,6° на станции Мак-Мердо (77°51′ ю.ш., 166°39′ в. д.).

От побережья в глубь материка средняя годовая температура воздуха и деятельного слоя снежно-фирновой толщи сильно понижается*. По измерениям на внутриматериковых станциях, которых очень немного, получены следующие значения средних годовых температур воздуха: на станции Пионерская (69°44′ ю. ш., 95°30′ в. д., 2740 м над ур. м.) −38,8°, на станции Восток (78°28′ ю. ш., 106°48′ в. д., 3488 м над ур. м.) −55,4°, на станции Амундсен-Скотт (Южный полюс, 2800 м над ур. м.) −49,3°.

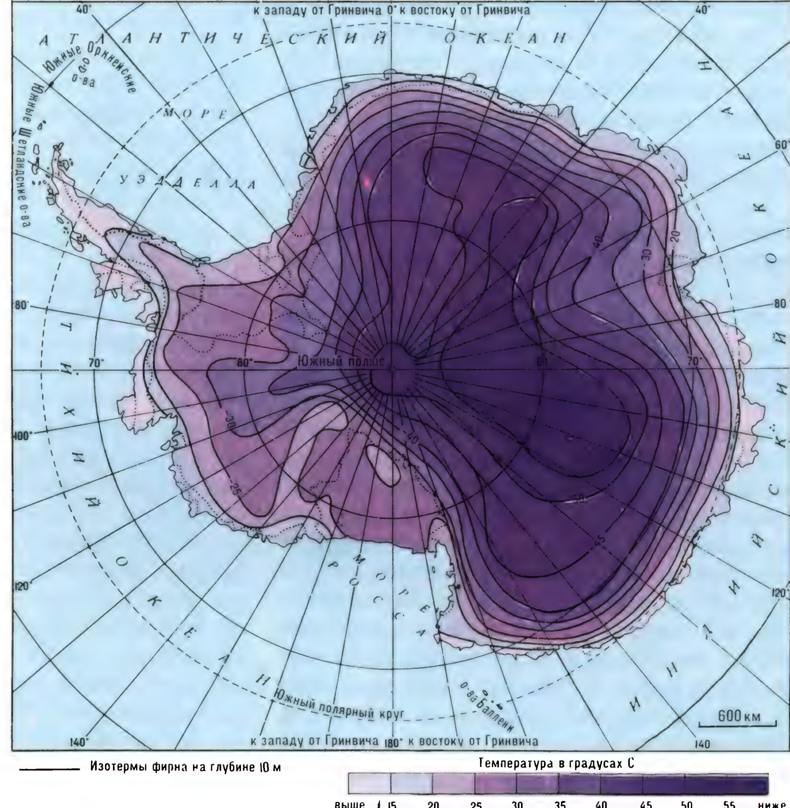
Много больше измерений (несколько сот) проведено на уровне затухания годовых колебаний в снежно-фирновой толще в шурфах и скважинах во время санно-тракторных походов и посадок самолетов и вертолетов. В соответствии с выявленными закономерностями было рассчитано температурное поле и для тех частей ледникового щита, которые пока остались непосещенными. В результате составлена карта температуры фирна на глубине 10 м на всю площадь антарктического ледникового покрова, дающая наглядное представление о температурных условиях в Антарктиде.

Сезонные колебания температуры воздуха в Антарктиде сравнительно небольшие. Так, в Мирном температура трех самых холодных месяцев — июля, августа и сентября — составляет −17,5°, −16,9° и −17,6°, а самого теплого (январь) −1,9°. На станции Пионерская самый холодный месяц — июль (−48,6°), самый теплый — декабрь (−23,5°). На станции Восток холоднее всего в августе (−67,3°), а наиболее «тепло» в январе (−32,9°). На станции Амундсен-Скотт самый холодный месяц — август (−59,9°), самые теплые — декабрь и январь (−28,6° и −28,7° соответственно). Переход температуры от зимнего минимума к летнему максимуму в центральных районах Антарктиды происходит без резких скачков. В то же время в краевых частях антарктического по-

* Деятельный слой — это верхняя 10—15-метровая толща снега, фирна и льда, в пределах которой сказываются годовые колебания температуры воздуха. На уровне подошвы деятельного слоя температура снежно-фирновой толщи равна средней годовой температуре воздуха в данном пункте. Следовательно, достаточно измерить температуру снега и фирна у подошвы деятельного слоя, чтобы получить среднюю годовую температуру воздуха в данном месте.



Станция
Амундсен-Скотт.
Южный полюс.
Фото М. Г. Гросвальда



Температура фирна
Антарктического
ледникового покрова
на глубине 10 м

крова и на побережье нередко наблюдаются резкие падения и повышения температуры за короткие промежутки времени. Так, в районе станции Мирный многократно отмечались колебания температуры за одни сутки на 20° и больше.

Причиной падения температуры служат потоки холодных масс континентального воздуха, скатывающиеся по склону ледникового покрова из центральных районов к побережью стоковые ветры, а причиной внезапных потеплений явля-

ются циклонические вторжения теплых воздушных масс с океана.

Наиболее ярко такие непериодические колебания температуры выражены на склоне ледникового щита, в зоне стоковых ветров, в пределах которой расположена станция Пионерская. На этой станции с 25 июня по 15 сентября 1956 г. было зафиксировано 12 волн похолоданий и потеплений с амплитудами от 15 до 35°. Во время потеплений всегда наблюдались резкое усиление ветра циклонических направлений, снегопады и метели. При стоке из Центральной Антарктиды переохлажденных масс воздуха температура резко падала, до −50—60° (против − 25—45° при циклонических прорывах) и метели сменялись поземками. Во внутренних районах Антарктиды, куда циклоны прорываются очень редко и где господствует антициклон, колебания температуры вызваны главным образом чередованием светлого и темного времен года, а непериодические колебания температуры воздуха невелики [*Русин*. 1959].

Температурное состояние ледниковой толщи

О температурном состоянии ледниковой толщи антарктического ледникового покрова от поверхности до ложа известно по наблюдениям в глубоких буровых скважинах и по теоретическим расчетам. Бурение скважин во льду, особенно во внутренних районах в условиях Антарктиды, дело очень сложное и дорогое, но и крайне необходимое для выяснения как современного состояния ледникового покрова и условий на его ложе, так и истории его развития в прошлом и направленности его эволюции в будущем. По исследованию керна глубоких скважин можно не только определить возраст и физико-географические условия формирования отдельных горизонтов ледяной толщи, но и реконструировать изменения этих условий в глобальном масштабе. В толще антарктического ледникового покрова «записана» история материка по крайней мере за последние 100 тыс. лет.

В настоящее время пробурено 7 глубоких скважин в краевых частях антарктического ледникового щита и в шельфовых ледниках и 2 сверхглубокие скважины: на станции Восток глубиной более 2000 м (в Восточной Антарктиде) и на станции Бэрд глубиной 2164 м (в Западной Антарктиде). Керны из обеих этих скважин вывезены и детально исследуются научными учреждениями ряда стран.

По измерениям в буровых скважинах, дополненным теоретическими расчетами, температура в центральных частях антарктического ледникового покрова от поверхности до ложа изменяется следующим образом.

Таблица

Температура в толще ледникового покрова

Глубина, м	*Температура, °С*	*Глубина, м*	*Температура, °С*
Станция Восток		Станция Бэрд	
10	−57	10	−28
1000	−49	1000	−28
2000	−36	1500	−21
3000	−18	1750	−15
3800	−2,4	2000	−7
		2164	−1,6

На этих разрезах видно, что с глубиной температура льда повышается, и у ложа ледника она близка к температуре таяния льда под давлением. Скважина на станции Бэрд полностью подтвердила предположение о придонном таянии антарктического ледникового покрова — она вскрыла линзу талой воды, которая поднялась по стволу скважины на несколько десятков метров. В результате радиолокационного зондирования и теоретических расчетов выявлены обширные участки с придонным таянием как в Восточной, так и в Западной Антарктиде, хотя абсолютные величины таяния и невелики (1—2 мм/год). Обнаружены также подледные озера и каналы стока в океан талых вод из-под ледникового покрова.

Вертикальный температурный профиль, построенный по данным скважин, пробуренных сквозь шельфовые ледники, принципиально не отличается от вертикального температурного профиля материкового ледникового покрова, хотя абсолютные значения и амплитуды из-

менений другие. Так, например, на станции Литл-Америка на глубине 10 м температура фирна −23,2°, на глубине 200 м −11°, а на глубине 257 м, на контакте с морской водой, подстилающей шельфовый ледник Росса, −2°; на станции Модхейм на глубине 10 м температура льда равна −16,8°, а на глубине 200 м, на нижней поверхности шельфового ледника, −1,8°; на станции Эймери на глубине 10 м −20,6°, на 200 м −13°, на 300 м −3,2°, на 400 м −1,2° и на 420 м, на нижней поверхности шельфового ледника Эймери, −0,6°; на шельфовом леднике Шеклтона на 10 м −10°, на 100 м −11,5°, на 150 м −8,6° и на 196 м (нижняя поверхность шельфового ледника) −2,1°[*Зотиков.* 1977].

Формирование и динамика снежного покрова

Единственным источником питания антарктического ледникового покрова служат твердые атмосферные осадки. Осадки на материк приносятся постоянным потоком влажных воздушных масс с океана в верхних слоях атмосферы и циклонами в ее нижних слоях. Циклоны к центру антарктического ледникового покрова проникают редко, но очень часты и сильны в его краевых частях, где и оставляют основную массу осадков. Зона максимального выпадения и накопления осадков расположена на склонах ледникового покрова на высотах от 300—600 до 1000—1500 м над ур. м. Далее в глубь континента количество осадков постепенно уменьшается, и главная роль от циклонических снегопадов переходит к осадкам антициклонического типа — к выпадению ледяных игл из почти безоблачных воздушных масс и к отложению изморози на снежной поверхности. Абсолютные величины антициклонических осадков небольшие.

Распределение снежного покрова по территории ледникового щита зависит не только от количества выпавших из атмосферы осадков, но и от их последующего перераспределения ветром. Собственно говоря, о количестве атмосферных осадков в Антарктиде мы судим не по тому, сколько их выпало, а по тому, сколько их отложено и приняло участие в питании ледникового покрова. Такой подход дает и более точные результаты, так как установить истинное количество выпадающих осадков при крайне неустойчивом ветровом режиме очень трудно.

Для Антарктиды свойственны ветры двух основных типов: циклонические и стоковые. Сильное выхолаживание воздуха над ледниковым щитом в его центральных районах приводит к резко выраженной температурной инверсии и вызывает в нижнем слое атмосферы стекание холодных тяжелых масс воздуха по склону ледникового щита в виде стоковых ветров. При приближении к периферии ледникового щита скорости стоковых ветров увеличиваются и зимой достигают максимума на побережье. Летом стоковые ветры затухают, не доходя до побережья от нескольких десятков до сотни километров.

Как уже говорилось, в краевых частях Антарктиды очень интенсивна циклоническая деятельность. Сильные циклонические ветры преобладают на склонах Антарктического ледникового щита до высоты 2500 — 3000 м над ур. м.

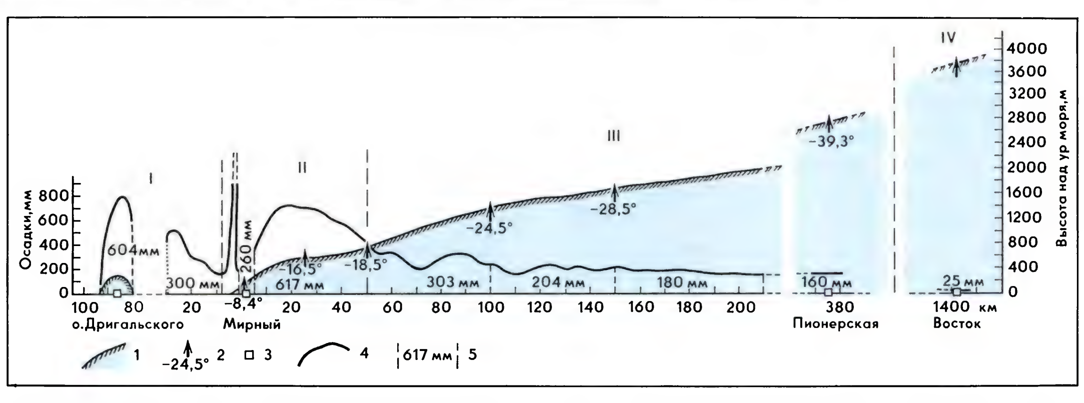
Как стоковые, так и циклонические ветры наиболее сильны в зимние месяцы, когда контраст между температурным состоянием Антарктического материка и окружающего океана наибольший. Стоковые ветры со скоростями более 5 м/с сопровождаются поземкой. Сильные циклонические ветры приносят снегопады и метели.

Скорости ветра в разных частях ледникового щита разнятся очень сильно. В центральных районах, где стоковые ветры только зарождаются, а циклонические ветры редки и сильно ослаблены, средние годовые скорости ветра составляют 2—5 м/с. В прибрежных районах они много больше — в среднем 10—20 м/с, но часто достигают ураганной силы.

Сильные циклонические ветры почти всегда сопровождаются выпадением осадков, а периодически сменяющие их стоковые ветры производят громадную работу по развеванию и переотложению выпавшего снега, быстрому его уплотнению и затвердеванию. В результате образуются комплексы форм аккумулятивно-дефляционного рельефа снежной



Первая внутриматериковая станция Пионерская. Снежная пустыня с застругами. Фото Л. Д. Долгушина

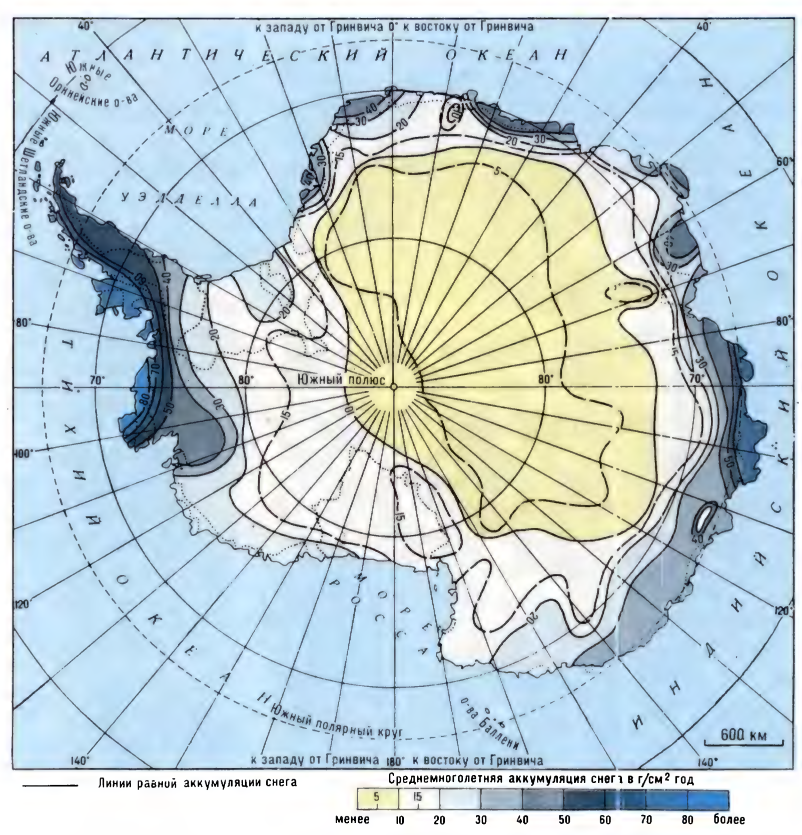


Годовая аккумуляция снега по профилю о. Дригальского — Мирный — Пионерская — Восток. Составил Л. Д. Долгушин

поверхности, очень изменчивые во времени и пространстве. Так, во время первой внутриматериковой зимовки на станции Пионерская одному из авторов этой книги пришлось неоднократно наблюдать, как жестокие снежные бури, когда все вокруг погружалось в снежный хаос и мглу, вдруг сменялись низовыми метелями и поземками, во время которых над струящейся по поверхности пеленой снежной пыли показывались острые гребни заструг, курящиеся горбы барханов и гряд. Снежные аккумулятивно-дефляционные формы рельефа возникали, двигались, перестраивались и исчезали буквально на глазах. Нередко поверхность за одни сутки изменялась неузнаваемо. Такая исключительная динамичность поверхности — кочующие барханы, гряды и заструги — создавала огромные трудности как для наземного транспорта, так и для подготовки и поддержания взлетно-посадочных площадок в состоянии, пригодном для приема самолетов.

В условиях столь переменчивого ветрового режима отложение снега происходит крайне неравномерно, и он многократно переотлагается. Так, на станции Пионерская за 203 дня (июль 1956 — январь 1957 г.) суммарное отложение снега по ежесуточным наблюдениям составило 205 см (880 мм в слое воды), но на месте к концу этого срока остался лежать слой снега толщиной всего 32 см (136 мм в слое воды), или только 15% от первоначально отложенного, а 85% было развеяно и унесено. Дальность переноса снега при поземках и низовых метелях в зоне стоковых ветров, где расположена станция Пионерская, максимальная и может достигать 50—100 км. Это значит, что аккумуляция снега происходит значительно ниже по склону

Питание Антарктического ледникового покрова атмосферными осадками



ледникового щита от места выпадения его из атмосферы. Очевидно, что в прибрежной полосе огромная масса снега, выпавшего над материком, будет вынесена в океан. Этот ветровой вынос снега с материка наиболее интенсивен зимой, когда стоковые ветры особенно сильны и достигают побережья. Летом стоковые ветры затухают, не доходя до побережья нескольких десятков километров, и снег, выносимый ими из внутренних районов ледникового покрова, отлагается на его склоне там же, где выпадает максимум циклонических осадков. Поэтому в этой зоне склона Антарктического щита накапливается максимум снега, и снежный покров достигает наибольшей толщины. От этой зоны максимального снегонакопления количество осадков уменьшается не только в глубь континента, но и в сторону побережья [*Долгушин.* 1963а]. Сказанное иллюстрируется графиком питания осадками склона антарктического ледникового покрова по профилю Мирный — Пионерская — Восток. Распределение отложенных атмосферных осадков по территории всей Антарктиды показано на карте.

Типы льдообразования тесно связаны с температурными условиями. На большей части наземного ледникового покрова Антарктиды температура поверхности никогда не достигает температуры таяния, и снег превращается в лед путем медленного уплотнения и рекристаллизации (рекристаллизационная, или снежная, зона льдообразования). В краевой полосе шириной до 50—100 км на высотах до 500—1500 м в ряде районов Антарктиды поверхность снега подвергается незначительному таянию, но вся талая вода замерзает в пределах летнего слоя, не затрагивая снега, отложившегося зимой. Это рекристаллизационно-режеляционная (снежно-фирновая) зона. Местами на побережье и вокруг оазисов в полосе шириной 10—15 км и до высоты 200—500 м распространена холодная инфильтрационно-рекристаллизационная (холодная фирновая) зона, в которой вся толща сезонного снега превращается в фирн с прослойками льда.

На Антарктическом п-ове севернее 68° ю. ш. кроме холодной фирновой зоны распространена теплая фирновая зона, верхняя граница которой в северной части полуострова поднимается до 800 м. Непосредственно на побережье в ряде районов Антарктиды встречаются участки инфильтрационно-конжеляционного льдообразования (ледяная зона), и есть неширокая зона абляции.

Абляция и баланс массы ледникового покрова

Абляция антарктического ледникового покрова складывается из откола айсбергов, таяния и испарения на поверхности, выноса снега ветрами, таяния на нижней поверхности шельфовых ледников и дельт выводных ледников. Основной статьей расхода является откол айсбергов, а их таяние происходит уже в океане за пределами ледникового покрова. Учесть эту статью расхода очень трудно, так как откол айсбергов происходит нерегулярно: в отдельные годы и в отдельных частях побережья откола айсбергов может вообще не быть, а в других местах могут отходить сразу огромные айсберги, объем которых превосходит годовое накопление атмосферных осадков на всей площади ледникового покрова. Так, в 1964 г. от шельфовых *ледников Эймери* и *Западного* и от выводного ледника *Полар-Рекорд* откололись гигантские айсберги, общая площадь которых составила 16 380 км^2, а объем — около 3300 км^3. В разное время на других шельфовых и выводных ледниках также наблюдался откол огромных айсбергов (выводные ледники Денмена, Нинниса, Мерца, шельфовые ледники Росса, Ронне—Фильхнера и др.). В настоящее время считают, что на откол айсбергов приходится около 85% общей абляции ледников Антарктиды.

За счет поверхностного таяния ледниковый покров теряет массу в узкой краевой зоне, в районах антарктических оазисов и вокруг выступающих над ледяной поверхностью горных хребтов и нунатаков. В результате в период абляции могут образовываться небольшие временные озера и водотоки. Однако сток талых вод настолько мал, что не играет существенной роли в балансе массы ледникового покрова.

Вынос снега с материка ветрами различными исследователями оценивается с огромными расхождениями. Так, Ф. Леве и Мадиган считают, что через каждый километр береговой линии выносится от 18 до 60 млн т снега, а В. М. Котляков оценивает ветровой вынос снега в 1,5 — 3 млн т на 1 км линии побережья [*Котляков*. 1961]. Измерения производились в разных частях антарктического побережья, и их нельзя распространять на весь периметр материка.

Очень неопределенна также величина таяния-намерзания на нижней поверхности плавучих частей шельфовых ледников и дельт выводных ледников. Измерения проводились в очень немногих пунктах, и полученные результаты противоречивы. Еще более проблематичен вопрос о стоке талых вод из-под материкового ледникового покрова.

Большей определенностью отличается приходная статья баланса. На поверхности антарктического ледникового покрова ежегодно аккумулируется твердых осадков около 2000 км^3 в слое воды. Годовая аккумуляция изменяется от 2—5 г/см^2 в центре Восточной Антарктиды до 60 г/см^2 на ее побережье и до 90 г/см^2 на побережье Западной Антарктиды.

Подсчитать достаточно точно приходно-расходный баланс массы Антарктического ледникового покрова пока не удается. Остается открытым даже вопрос о знаке баланса. Одни исследователи считают, что антарктический ледниковый покров деградирует, другие — что он имеет положительный баланс массы, а третьи склоняются к мысли о его квазистационарном состоянии. Разногласия связаны с недостаточностью наблюдений и трудностью определения прихода и главным образом расхода массы льда в антарктическом ледниковом покрове.

В Гляциологическом словаре [1984. С. 419] приводятся следующие цифры, приближенно характеризующие баланс массы ледникового покрова Антарктиды (км^3 в год в водном эквиваленте):

Приход: аккумуляция снега на поверхности ледникового покрова 2 000
Расход: талый сток . . . . 10±5
вынос снега ветром . . . . 20±10
таяние ледника на ложе . . . . . 50±20
баланс таяния-намерзания на нижней поверхности ледников . . . . 320±X
откол айсбергов . . . . 2 400±720

Нам представляется, что на современном уровне знаний баланс массы ледникового покрова правильнее считать близким к нулевому (квазистационарным).

Природные зоны Антарктиды

Несмотря на кажущееся однообразие, территорию Антарктического ледникового щита можно разделить на 4 концентрически расположенные зоны (пояса), различающиеся по комплексу природных явлений и процессов: центральную, стоковых ветров, антарктического побережья и океаническую.

Центральная зона охватывает самую высокую, но наименее расчлененную центральную часть ледяного щита с нижней границей на высоте 2800—3000 м над ур. м. Климат очень холодный, температура воздуха от −22 до −40° летом и от −40 до −89° зимой, преобладает малооблачная погода с малыми скоростями ветра, большой сухостью воздуха и малыми величинами атмосферных осадков. Полярная ночь и полярный день длятся практически по полгода. Средние месячные скорости ветра редко превышают 4—5 м/с. Осадки или образуются в виде изморози непосредственно на поверхности снежного покрова, или же выпадают из «снежной мглы» мельчайшими ледяными кристаллами. Вхождения циклонов, приносящих снегопады, сравнительно редки. Величина аккумуляции снега от 3 до 10 г/см² в год. Превращение снега в лед идет по рекристаллизационному типу и завершается на глубине 120—150 м. Эоловые формы микрорельефа снежной поверхности широко распространены, но их размеры и твердость слагающего их снега вследствие малых скоростей ветра небольшие. Более крупные твердые заструги встречаются редко. Они связаны со стоковыми ветрами на участках с более крутыми уклонами поверхности или же с вторгающимися иногда в глубь материка мощными циклонами. На большей площади зоны снежный покров сравнительно ровный и рыхлый.

Жить и работать в пределах центральной зоны трудно из-за очень низких температур и разреженности атмосферы, вызывающей кислородное голодание организма. Осложнена также и работа техники. В Восточной Антарктиде в этой зоне расположены советская станция Восток и американская станция Амундсен-Скотт. В центральной части Западной Антарктиды климатические условия несколько мягче. Средняя температура года −28,5°, осадков выпадает 100—150 мм в год, чаще вторгаются циклоны со стороны морей Росса и Уэдделла.

Зона стоковых ветров занимает склон ледникового щита Антарктиды шириной до 700—800 км в диапазоне высот от 3000—2800 до 1200—1000 м над ур. м. Зарождаясь в глубине ледникового щита, стоковые ветры скатываются по все более крутому склону, постепенно набирая скорость, и зимой нередко достигают ураганной силы. Летом стоковые ветры до побережья не доходят, затухая в пределах склона ледникового покрова в нескольких десятках, а иногда и сотнях километров от его края. Здесь и проходит нижняя граница зоны стоковых ветров. В этой зоне сильные стоковые и циклонические ветры, почти без перерывов сменяющие друг друга, приводят к крайне неравномерному распределению снежного покрова, создают резко пересеченный аккумулятивно-дефляционный рельеф поверхности, обусловливают большую твердость и плотность снежного покрова, вызывают сильные поземки, метели и явление «снежной мглы», выносят за пределы зоны большое количество снега. В этой зоне была расположена станция Пионерская. Здесь годовая скорость ветра за годы наблюдений составила около 11 м/с, а направление ветра в 98% случаев было от востока до юго-востока. Количество отложенных осадков около 16 г/см², средняя годовая температура воздуха −38,8°, в июле −48,6°, в декабре −23,5°. К нижней границе зоны температура воздуха постепенно повышается, но в пределах всей зоны остается отрицательной, и льдо-



Конец одного из ледников в «Долине теплых озер». На переднем плане — вытаявшая донная морена. Фото М. Г. Гросвальда

образование идет по рекристаллизационному типу. Здесь, как и в вышележащей зоне, происходит выхолаживание снежной поверхности за счет больших значений альбедо (на Пионерской — 83%) и большого длинноволнового излучения (25—30% от поступающей суммарной радиации). В результате — годовой радиационный баланс отрицательный.

В зоне стоковых ветров распространены три основных типа снежной поверхности различного возраста и с различными физическими свойствами: старый уплотненный снежный покров, переживший не менее одного теплого сезона, молодой формирующийся снежный покров и кочующие скопления метелевого снега в виде различных по размерам и формам сугробов, барханов и заструг, которые то появляются, то исчезают. Их появление и исчезновение целиком зависят от ветра. Во время общих метелей с выпадением осадков формируются крупные продольные гряды длиной до 100—150 м, шириной 10—15 м, высотой до 1,5—2 м и обширные плоские сугробы в промежутках между ними. Образуются эти формы при скоростях ветра, превышающих 12—15 м/с, главным образом осенью, реже весной. Выпавший снег быстро уплотняется ветром, а при последующем понижении температуры становится еще более плотным и твердым. Стоковые ветры имеют меньшие скорости и уже не могут разрушить эти гряды, которые, пережив один летний сезон, покрываются радиационной коркой и становятся еще менее доступными для развевания. Такие гряды могут сохраняться до тех пор, пока промежутки между ними не заполнятся свежим снегом. Барханы и барханные цепи образуются после общей метели под воздействием стоковых ветров с умеренными скоростями. Стоковые ветры собирают метелевый снег и изморозь в крутосклонные сугробы, постепенно принимающие характерную форму бархана с пологим наветренным склоном и крутым серповидным подветренным. Крутой «осыпной» склон бархана постепенно продвигается вперед, а в его тыловой затвердевающей части образуются заструги. Размеры барханов до 15—20 м ширины и 30—40 м длины, высота их гребней до 1—1,5 м. Иногда барханы группируются в цепи, вытянутые перпендикулярно к направлению ветра. Скорость перемещения барханов по ветру до 5—10 м/сут.

После затвердевания сугробов и барханов стоковые ветры вытачивают из них заструги — узкие гребни из твердого снега, ориентированные длинной осью по направлению ветра. Длина заструг до 10—15 м, высота и ширина до 1,5—2 м. Обращенные навстречу ветру концы заструг часто подрезаются поземкой и приобретают вид нависающих «клювов». Заструги образуются главным образом зимой при чередовании циклонических и стоковых ветров. Они служат серьезным препятствием для внеаэродромных посадок самолетов и создают трудности для наземного транспорта.

Общее направление длинных осей гряд и заструг указывает: первых — на преобладающее направление циклонических ветров, вторых — стоковых ветров. Направление гряд и заструг с замеча-

тельным постоянством выдерживается на протяжении многих десятков, а местами сотен километров, и по ним при необходимости можно довольно уверенно ориентироваться в антарктической снежной пустыне.

Кроме форм снежного рельефа Антарктиды, описанных выше, на Земле Уилкса к северу от станции Пионерская выявлены крупные валы снежной поверхности, перпендикулярные к господствующему направлению стокового ветра, высотой до 30 м, с расстояниями между гребнями от 5 до 30 км. Аналогичные валы высотой до 30 м были встречены также при подходе к Южному полюсу английской трансантарктической экспедицией и названы «китовые спины». Механизм образования этих валов остается невыясненным.

Зона антарктического побережья охватывает внешнюю, наиболее крутую и расчлененную часть склона ледникового щита шириной от нескольких десятков до нескольких сот километров. В этой зоне происходит обособление выводных ледников, резкое увеличение скоростей движения льда и уменьшение его толщины. Появляются многочисленные трещины, напорные валы, холмы и гряды над выступами подледного ложа. Здесь выпадает максимум атмосферных осадков (600—900 мм в год). Вследствие затухания летом стоковых ветров в нескольких десятках километров от побережья в питании ледника в этой зоне принимают участие не только выпадающие на ее территории атмосферные осадки, но и метелевый снег, принесенный с вышележащих склонов. Снежный покров распределяется очень неравномерно: сильные ветры сдувают снег с бугров и выпуклых перегибов склонов, отлагая его в ветровой тени положительных форм рельефа, в трещинах, у береговых обрывов, между сидящими на мели айсбергами. При благоприятных условиях крупные сугробы метелевого снега эволюционируют в ледники, которые распространены в ветровой тени нунатаков и в полосе примыкания ледникового покрова к оазисам. В этой зоне преобладает холодный фирновый и ледяной типы льдообразования. Сток талых вод незначителен. Некоторую роль в абляции открытых участков льда играет испарение. Близ оазисов и нунатаков встречаются кающиеся.

Океаническая зона занимает прилегающие к побережью Антарктического материка ледяные купола прибрежных островов и внешние части шельфовых ледников. Граница с предыдущей зоной проходит по линии края материковой части ледникового покрова. К этой зоне относятся бóльшие части шельфовых ледников Шеклтона, Западного, Эймери и др., ледяные купола о-вов Дригальского, Милл, Боумен и многих других. Климат зоны отличается господством циклонического режима, обильными осадками (700—900 мм в год), иногда не только твердыми, но и жидкими, неустойчивым ветровым режимом (здесь самые сильные ветры, часто ураганные), большой влажностью воздуха, частыми туманами. Зимы менее морозные, чем в предыдущих зонах, лето холодное (в Мирном средняя температура трех летних месяцев −3,2°, трех зимних −17,3°).

Зона антарктического побережья и океаническая зона — области, где происходит и наиболее интенсивное накопление снега, и весь расход ледникового покрова, главным образом путем откола айсбергов. Не случайно говорят, что «Антарктида живет своим краем».

[*Долгушин.* 1961; *Аверьянов.* 1969].

Айсберги

Айсберги, отколовшиеся от ледников Антарктиды, еще годами (от 6 до 12 лет) плавают в Южном океане, подчиняясь в своем движении морским течениям и ветрам. Здесь они постепенно разрушаются морскими волнами, разламываются по трещинам на менее крупные блоки и тают под влиянием солнечного тепла и тепла воды.

Айсберги бывают в основном трех типов: плосковершинные, или столовые, отколовшиеся от шельфовых ледников; куполовидные, или караваеобразные, откалывающиеся от плавучих языков выводных ледников, и островершинные (пирамидальные), которые образуются при обрушивании в океан края ледникового покрова или при разламывании на части очень трещиноватых караваеоб-



«Лена» и айсберг.
Фото Л. Д. Долгушина



Скопление айсбергов
у берегов Антарктиды
в районе Мирного.
Фото Л. Д. Долгушина

разных айсбергов. Самых больших размеров достигают столовые айсберги, но высота их над уровнем моря невелика (30—60 м). Надводные части караваеобразных айсбергов достигают высоты 80—100 м, а иногда и больше. Самые высокие надводные части у островершинных айсбергов — встречались среди них такие, вершины которых поднимались над поверхностью на несколько сот метров. Неравномерное таяние вызывает разламывание айсбергов на части и их перевертывание — подходить к ним на судах опасно.

Известны случаи, когда моряки встречали в океане айсберги огромных размеров — целые плавучие ледяные острова. Так, в 1978 г. столовый айсберг длиной более 50 км был обнаружен недалеко от побережья Южной Африки. В 1966 г. в проливе Дрейка с ледокола «Глейшер» видели айсберг площадью более 30 тыс. км^2 и объемом около 5 тыс. км^3. Откололся он от шельфового ледника Росса и был унесен морским течением в северо-восточном направлении. В декабре 1854 г. на 44° ю. ш. и 28° з. д. был встречен айсберг длиной 120 км и высотой над поверхностью воды 90 м. В 1894 г. с парохода «Антарктика» к югу от Новой Зеландии был замечен айсберг длиной 130 км. Огромный айсберг длиной 170 км и высотой от 30 до 40 м над ур. м. был встречен судном «Одд-1» 7 января 1927 г. в 50 милях к северо-востоку от Южных Шетландских о-вов.

Однако подавляющее большинство айсбергов имеет много меньшие размеры, но их число огромно. Известны случаи, когда китобойные суда за час плавания встречали до 1000 айсбергов. В 1909 г. судно «Пуркуа-па» 2-й экспедиции Ж. Шарко в тихоокеанском секторе Антарктики, между 69 и 71° ю. ш., за не-

делю плавания зарегистрировало в поле зрения более 5000 айсбергов. По данным советского гляциолога В. М. Шильникова, только в индийском секторе Антарктики, между 44 и 168° в. д., насчитывается 31 300 айсбергов общим объемом 4165 км^3. Общее количество айсбергов в антарктических водах во всех трех секторах (индийском, тихоокеанском и атлантическом) по крайней мере в 3 раза больше.

Айсберги не только представляют опасность для судоходства, но могут приносить и пользу. Сейчас в ряде стран разрабатываются проекты транспортировки айсбергов в районы с засушливым климатом с целью использования их в качестве источника пресной воды. Технически это кажется вполне возможным.

Глава 2

АНТАРКТИЧЕСКИЕ ОСТРОВА

Между Антарктидой, занятой Антарктическим ледниковым покровом, и Южной Америкой, Африкой, Австралией и Новой Зеландией простирается гигантское океаническое кольцо, в пределах которого рассеяны отдельные острова и архипелаги островов. На многих из них, благодаря очень влажному и холодному климату, в этих широтах есть ледники. Ниже дается краткий обзор современного оледенения островов Южного океана.

О. Кергелен, самый большой в одноименном архипелаге, лежит в южной части Индийского океана, в зоне антарктической конвергенции. Кроме главного острова в архипелаге еще около 300 мелких островов, но ледников на них нет. Ледники на о. Кергелен группируются в основном в четырех районах. В центре западной части острова находится ледник Кука — сложное ледниковое образование площадью около 500 км^2, расположенное на вершине и склонах плосковыпуклого поднятия с высотами 1000—1100 м над ур. м., с торчащими сквозь лед нунатаками. *Ледяное поле Кука,* как его правильнее было бы называть, в плане имеет овальную форму с длинной осью север — юг. Центральная часть ледяного поля Кука — плоская снежная равнина, осложненная местами трещинами. К краям ледяного поля поверхность приобретает все больший уклон, особенно на западной стороне. Фирновая граница проходит на высоте от 600 до 900 м. Ниже фирновой линии уклоны поверхности резко увеличиваются, увеличивается и трещиноватость ледяных потоков. Между выступающими по периферии скалистыми грядами с ледяного поля Кука спускается около 30 языков выводных ледников. Поверхность большинства ледников лишена моренного покрова. Морены появляются лишь близ концов ледников и около нунатаков. На западном и северном склонах ледниковые языки спускаются круто, сильно разбиты трещинами, часто образуют ледопады. Два из них (*ледники Кюри* и *Пастера*) достигают берега океана и продуцируют айсберги. Ледники восточного склона положе, но и они активны, трещиноваты, и от них также откалываются айсберги в приледниковые озера, которых много у северного и восточного подножия плато, занятого ледяным полем Кука. Так, между 1960 и 1962 гг. конец языка *ледника Наумана* обрушился в приледниковое озеро, и крупные обломки льда заполнили почти всю его акваторию. Кроме выводных ледников, стекающих с ледяного поля Кука, в ближайших его окрестностях насчитывается еще до десятка ледников разных типов.

Вторая группа ледников расположена севернее, на п-ове Сосьете-де-Жеографи. Рельеф полуострова гористый, глубоко расчленен, с острыми пиками и гребнями. Здесь 9 обособленных ледников. Самый крупный из них имеет в длину 4 км (*ледник Мулон*). Ледники крутые, несут умеренный моренный покров на своих концах. Есть отрывочные сообщения об их более широком развитии в начале XX в.

Третья группа ледников находится на п-ове Ралье-дю-Бати, на юго-западе о. Кергелен. Здесь два крупных очага оледенения и несколько небольших обособленных ледников. В северной части полуострова горный массив диаметром около 8 км несет на себе снежно-ледниковый покров, сквозь который торчат многочисленные нунатаки. От этой об-

щей области питания в разных направлениях стекает полтора десятка ледников, имеющих много ледопадов. На языках ледников значительный моренный покров. Некоторые ледники, питающиеся лавинами, в нижних частях полностью погребены под моренными наносами. На восточном склоне самый крупный сложный долинный *ледник Жюля Верна* образуется от слияния 4 ветвей, разграниченных срединными моренами. Конец его раздваивается и скрывается под толстым слоем морены. На западном склоне *ледник Брюнес* достигает приливо-отливной зоны, обрываясь к ней крутым ледопадом. В южной части полуострова с пика Сент-Алуарн (1270 м) спускается большой *ледник Араго,* конец которого также теряется в морене.

Четвертая группа ледников расположена на п-ове Галени. Здесь поднимается влк. Гран-Росс (1960 м), самый высокий на Кергелене. В этой группе 12 ледников — кратерных, каровых, долинных и висячих. Крупнейший из них — *ледник Бюффона* — начинается в огромном кратере к юго-востоку от главного пика влк. Гран-Росс. Питается он главным образом лавинами со склонов кратера. Язык ледника, целиком покрытый мореной, через пролом в южной стенке кратера спускается до прибрежной отмели.

К л и м а т архипелага Кергелен холодный морской. Зима умеренно холодная — средняя температура июля на уровне моря около 0°. Лето холодное — средняя температура февраля +7°. Часты штормовые ветры, преимущественно западные, с обильными осадками в виде дождя и снега. Осадков на побережье выпадает около 1000 мм, а на леднике Кука — до 2000 мм в год. Выше фирновой линии преобладают твердые осадки. Снежные штормы могут быть в любое время года. Низкая облачность, туманы и низкие температуры воздуха не только зимой, но и летом препятствуют таянию ледников, но сравнительно мягкая пасмурная зима не способствует выхолаживанию снежно-фирновой толщи, и по температурному состоянию ледники относятся к теплым. В целом же условия существования ледников на Кергелене в настоящее время благоприятны, и нет свидетельств их отступания [*Bauer*. 1963; *Roggi,* 1977].

О. Херд расположен в 150 км к югу от линии Антарктической конвергенции и состоит из вулканического конуса около 22 км в поперечнике с длинной галечной косой на востоке и вторичным вулканическим конусом меньших размеров на северо-западе, соединенным с главным вулканом узким перешейком суши. Биг-Бен, главный вулканический конус, заканчивается пиком Моусона (2745 м). Вулканическая активность проявляется выходами пара на вершине и иногда из расселин на склонах. Биг-Бен на 80% покрыт льдом и более половины протяженности береговой линии — ледяные обрывы. Вторичный конус (п-ов Лоранс) ниже главного (715 м), и покрывающая его ледяная шапка до берега океана не доходит. Площадь оледенения конуса Биг-Бен около 270 км^2, а на п-ове Лоранс — 9 км^2. Количество отдельных ледниковых потоков более 50. Фирновая линия проходит на высоте примерно 300 м. Высокая степень оледенения и низкое положение фирновой линии связаны с резко выраженной океаничностью климата и с низкими температурами воздуха в течение круглого года. Средняя годовая температура воздуха на уровне моря составляет −0,5°. В течение года около 300 дней с осадками, причем на уровне моря снег может выпадать не только в холодное время года, но и летом. Вместе с тем таяние возможно до высоты 2300 м. Австралийская экспедиция 1963 г. обошла остров, пересекла 51 ледник и обнаружила много свидетельств сокращения оледенения. Так, на *леднике Бодуссена* был обнаружен тримлайн на 30 м выше его поверхности, *ледник Уинстон* с 1954 по 1963 г. отступил на несколько сот метров. *Ледники Стефенсона* и *Браун,* оканчивавшиеся ледяными обрывами в море, отступили, на освободившейся площади образовалась лагуна и галечная отмель. Отступили также *ледники Комптон* и *Челленджер* [*Budd*. 1964].

О. Буве — это надводная часть обширного вулканического поднятия на пересечении Южно-Атлантического и Африканско-Антарктического подводных хребтов. Его площадь 52 км^2 (10×6 км). В центре острова расположена запол-

ненная льдом кальдера диаметром около 3 км, гребень которой поднимается до 918 м с южной стороны и до 939 м (пик Кайзер Вильгельм) с северной. Около 93% территории острова покрыто льдом. Ледяной покров восточного склона спускается от гребня кальдерного кольца до уровня моря. Его поверхность сравнительно ровная, с небольшим уклоном, а край обрывается в море отвесной ледяной стеной. На южном и северо-западном склонах вулкана несколько ледниковых потоков, очень трещиноватых и спускающихся к морю серией ледопадов. Из крупных ледников *ледник Позадовского* течет на север, а *ледник Кристенсена* — на юг. Климат острова морской, накопление снега за зимние месяцы составляет 50 см. В течение этого периода температура часто переходит через 0°. Снеговая линия проходит на высоте 200—350 м над ур. м. Расход ледников осуществляется главным образом путем откола айсбергов. Общая площадь оледенения острова 19,4 км^2.

За первую половину XX в. заметных изменений оледенения острова не произошло, возможно, несколько уменьшилась площадь оледенения восточного склона. За 80 лет (с 1898 г.) один из ледников отступил на 150—200 м [*Mercer*. 1967; *Orheim*. 1981].

Цепь вулканических **о-вов Баллени** протянулась с северо-запада на юго-восток от 66°15′ ю. ш. и 162° в. д. до 67°37′ ю. ш. и 165° в. д. Первый с севера крупный о. Янг имеет в длину 32 км при максимальной ширине 8 км. Южный мыс острова оканчивается у Южного полярного круга. Бóльшая часть острова— это слабо выпуклое плато высотой до 991 м над ур. м., покрытое льдом. Спускающиеся с него ледники в ряде мест достигают моря, но береговая линия на большем своем протяжении образована скалистыми обрывами. Близ полярного круга лежат два небольших островка: Роу — 0,8 × 0,8 км, целиком покрытый льдом, и Боррадейл — 3 × 1,5 км, высотой 380 м, с плоским ледяным куполом на вершине, края которого отвесными стенами возвышаются над прибрежными скалистыми обрывами. В середине и в конце XIX в. на этом острове отмечалась вулканическая деятельность, но с тех пор остров спокоен. В средней части архипелага лежит о. Бакл — 20 × 4 км. Он состоит из покрытых льдом плато высотой до 945 м, с которых ледники круто спускаются, образуя длинные языки, выступающие в море ледяными утесами. Между ледниками берега крутые и свободны ото льда на большем протяжении береговой линии. Самый южный и самый бóльшой по площади (28 × 10 км) о. Стердж является и самым высоким (до 1524 м). Остров почти полностью покрыт льдом, и широкие ледяные потоки, разделенные крутыми скалистыми обрывами, стекают в море [*Admiralty*. 1961].

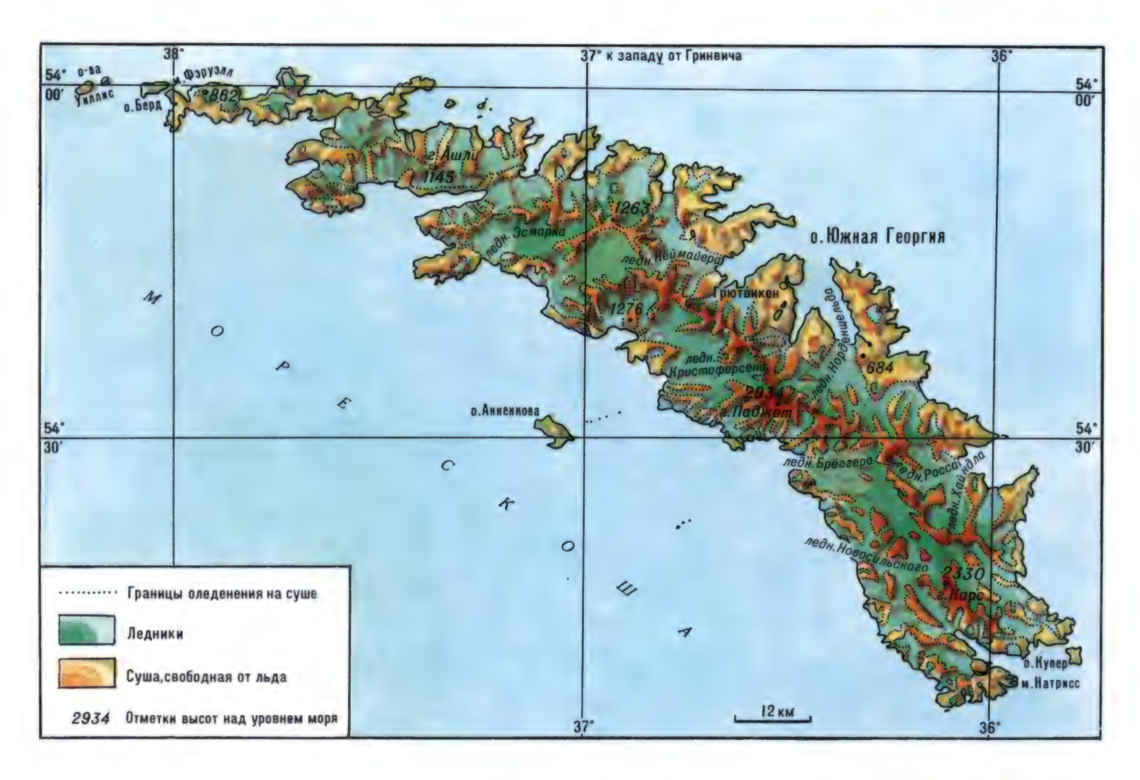
О. Скотта вулканического происхождения. Его размеры: с юга на север — 0,5 км, с запада на восток — 0,3 км. Высшая точка — 54 м. Плоская поверхность острова, понижающаяся с севера на юг, на большей части покрыта льдом. На севере и в некоторых других местах побережья на поверхность выходят скалы.

О. Петра I (68°50′ю. ш., 90°35′ з. д.) был открыт 21 (9) января 1821 г. Первой Русской Антарктической экспедицией под командованием Ф. Ф. Беллинсгаузена. Это потухший вулкан, кратер и склоны которого скрыты под мощным слоем льда. Остров неоднократно посещался экспедициями разных стран. В 1959—1960 гг. к нему подходил дизель-электроход «Обь» с океанологическим отрядом 5-й Советской Антарктической экспедиции на борту. Была произведена более точная опись острова. Берега острова получили названия: Беллинсгаузена (восточный), Лазарева (западный), Восток (южный) и Мирный (северный). Площадь острова около 175—180 км^2. Он имеет почти правильную овальную форму и ориентирован длинной осью с юга на север. Высшая точка острова — г. Ларс-Кристенсен (1753 м) — расположена в его северо-восточной части. Отсюда ледниковая поверхность полого спускается на запад и юг и более круто — на восток. На западной стороне несколько выводных ледников выдвигают свои концы в море (*ледники Ульстада, Тофте, Нильса Ларсена*). Между ними берега на большем протяжении также ледяные, за исключением нескольких скальных участков

(мысы Фрамнес, Ингрид и др.). На восточной стороне только район бухты Ранвика свободен ото льда. Берег здесь крутой и изобилует ледоломами. Снеговая линия проходит близ уровня моря, и абляция происходит в основном путем откола айсбергов. Стационарных исследований на острове не проводилось, и достоверные сведения о режиме ледникового покрова отсутствуют.

Южные Сандвичевы о-ва протягиваются на 600 км вдоль одноименного глубоководного желоба в южной части Атлантического океана, образуя крайнюю восточную часть Южно-Антильской вулканической дуги. Многие острова представляют собой активные вулканы. В связи с этим степень оледенения того или иного острова определяется не только климатическими условиями, но и вулканической деятельностью. О. Завадовского — самый северный из Южных Сандвичевых о-вов. Это действующий вулкан, поднимающийся с глубины 3000 м до 488 м над ур. м. На его юго-западном склоне активный кратер, вокруг выходы горячих газов. Поэтому эта часть острова свободна от сплошного ледникового покрова. Восточный склон вулкана покрыт снегом и льдом, но и здесь лед не доходит до берега, оканчиваясь на прибрежной платообразной поверхности, сложенной базальтами и круто обрывающейся к морю. О. Высокий — активный вулканический конус высотой 914 м над ур. м., почти полностью покрыт льдом, за исключением привершинных и береговых обрывов. Лед почти всюду спускается до уровня моря, но во многих местах отделен от воды узкими моренными отмелями. В 1930 г. лед ниже снеговой линии был покрыт черной вулканической пылью и сильно трещиноват.

О. Кандлмас в южной части покрыт почти сплошной ледяной шапкой, в нескольких местах лед достигает берега моря. На вершине соседнего островка Виндикейшен лежит очень тонкий покров льда, с которого в море стекают два ледника. О. Сондерс — вулканический конус высотой 805 м. Бóльшая часть острова покрыта льдом. В верхних частях склонов много трещин, а в нижних лед сильно зачернен вулканической пылью. Лед во многих местах достигает уровня моря, кончаясь ледяными обрывами позади узкой моренной отмели. Юго-восточный выступ острова, оканчивающийся мысом Натрисс, свободен ото льда и состоит из нескольких вулканических кратеров, находящихся в сольфаторной стадии активности. О. Монтагью — самый крупный (более 10 км в диаметре), самый высокий (1372 м) и больше других в группе Южных Сандвичевых о-вов покрыт льдом. Признаки вулканизма проявляются в таянии снега и льда около второстепенных пиков в юго-восточной части острова. Лед здесь местами кончается над скалистыми обрывами, а в некоторых местах достигает моря. На восточном склоне вертикальная стена ледяного берега тянется на 8 км. На северном склоне крутые, разбитые трещинами ледники также спускаются в море [*Иванов*. 1959]. Значительная часть о. Бристол покрыта льдом. На восточном склоне ледяные береговые обрывы без перерыва тянутся на 5 км, высота их достигает 60 м. Остров еще в 1930 г. считался спокойным в вулканическом отношении. Но в 1935 г., а затем и в 1956 г. произошло извержение влк. Дарнли (1097 м), ледяной купол был прорван в нескольких местах на юго-западном склоне главного пика. Это, очевидно, сказалось на очертаниях ледяной береговой линии, которые стали иными по сравнению с показанными на старых картах. О. Кука почти полностью покрыт льдом, за исключением самых крутых прибрежных обрывов. 8 ледников спускаются в море. На них много трещин и ледопадов. На острове три покрытых льдом пика, самый высокий из них 1116 м. О. Беллинсгаузена — остаток большой кальдеры, высота 162 м. Находится в фумарольной стадии активности. На южном и западном склонах есть крупные многолетние снежники. О. Туле почти полностью покрыт льдом. Исключение — юго-восточный полуостров. Ледниковый купол покрывает вершину и склоны вулкана, который считался потухшим, но в 50-х годах нашего столетия с воздуха наблюдали курящийся кратер на вершине вулкана (выс. 680 м). Вокруг кратера были ледяные обрывы. Много чер-



Оледенение острова Южная Георгия [Атлас Антарктики. 1966]

ной вулканической пыли покрывало лед в юго-западной части острова. Ледниковый покров от вершины купола спускается плавно, но близ побережья круто обрывается над прибрежными скалами. В ряде мест ледяные потоки доходят до моря [*Kemp, Nelson.* 1932; *Holdgate.* 1963]. Общая площадь оледенения Южных Сандвичевых о-вов 280 км^2.

О. Южная Георгия — это большой остров на северном крыле Южно-Антильского подводного хребта в южной части Атлантического океана. Остров открыт Дж. Куком в 1775 г. и объявлен английским владением. Длина острова около 160 км, ширина до 32 км, площадь 4144 км^2. Рельеф горный, с глубоким и сложным расчленением. Многие горные вершины и гребни поднимаются выше 1500 м над ур. м. Высшая точка острова — г. Поджет (2934 м). Береговая линия сильно изрезана множеством глубоких заливов, бухт и фьордов. Около 56% (2320 км^2) площади острова покрыто льдом, а половина остальной части — это крутые скалы выше снеговой линии. Высота снеговой линии колеблется от 250 м на юго-западе до 500 м в районе пос. Грютвикен — в прошлом крупной базы китобойного промысла. В период МГГ недалеко от поселка была создана английская научная станция. Преобладающими типами ледников являются простые и сложные долинные ледники, зарождающиеся в крутостенных карах и цирках у гребней гор, спускающиеся к морю широкими лопастями и обрывающиеся к морю отвесными ледяными стенами. Многие ледники сливаются в верхнем и среднем течении в обширные фирновые поля. Среди них есть переметные, стекающие от общего ледораздела в противоположные стороны. Таковы, например, ледниковые пары: *ледник Бреггера — ледник Росса* к югу от пиков Поджет и Норденшельда и *ледник Кейльхёу — ледник Немайера* к западу от Грютвикена. Общая длина каждой из этих пар 25 и 30 км, ширина до 8 и 10 км соответственно. Большинство ледников при значительной ширине относительно коротки, что обусловлено топографией острова. На пиках и ледораздельных гребнях много ледопадов и трещин, но у

Английская станция
на острове Южная
Георгия.
Фото М. Б. Дюргерова



Ледники острова
Южная Георгия.
На переднем плане —
морские слоны.
Фото М. Б. Дюргерова

их подножий фирновые поля и ледяные потоки выполаживаются, количество трещин на них уменьшается, и ледники становятся доступными для передвижения по ним. Площадь оледенения о. Южная Георгия больше 1900 км^2.

Климат острова океанический, холодный. Средняя температура года близка к 0° (средняя температура января +4°, июля −2°). Осадков выпадает около 1300 мм в год. Снегопады возможны в любое время года, дожди тоже. Часты бури и штормы, особенно весной и осенью. В редкие спокойные дни — туманы. Все это способствует снегонакоплению и снижает таяние. Основную роль в абляции ледников играет, по-видимому, откол айсбергов от ледниковых языков. Ледники довольно активны — скорость движения льда по единичным измерениям у концов ледников колеблется от 0,8 до 2,0 м/сут. [*Stansbury*. 1961]. На ряде ледников серии конечных и боковых морен находятся на некотором расстоянии от живых ледниковых языков, что свидетельствует об их отступании. В то же время есть сведения о том, что некоторые ледники продвигались. Так, между 1914 и 1957 гг. *ледники Хамберг* и *Харкер* продвинулись на несколько сот метров. Но *ледник Норденшельда* за тот же период, наоборот, отступил на 100 м. Фронт ледника Росса начиная с 1882 г. то отступал, то наступал в пределах 1 км. В 1955 г. он занимал промежуточное положение. Вероятнее всего, ледники на Южной Георгии находятся в квазистационарном состоянии.

[*Brown*. 1956; *Carse*. 1959; *Sutton*. 1957].

Южные Оркнейские о-ва протянулись в широтном направлении на 150 км, образовав границу между морями Скоша и Уэдделла. Архипелаг состоит из четырех крупных (Коронейшен, Лори, Поуэлл, Сигни) и около 40 мелких островов. Общая площадь архипелага около 1650 км^2. Вся эта цепь островов представляет собой горные вершины и гребни подводного хребта, возвышающиеся над уровнем моря от нескольких сот до 1266 м (г. Нивеа на о. Коронейшен). Рельеф сильно расчлененный. Климат холодный и влажный. С апреля по ноябрь он ближе к умеренно континентальному из-за влияния огромных площадей плавучих паковых льдов. В остальное время года климатические условия типично океанические. Температура февраля, самого теплого месяца, около 0°; температура августа −10°. Очень большая облачность, штормы и снегопады характерны для любого времени года. Ледники занимают около 90% площади островов. Преобладают ледниковые покровы горных плато и ледники подножий. Общая площадь оледенения 670 км^2. О. Коронейшен по площади больше всех остальных, вместе взятых, он и самый высокий, и на нем самое обширное оледенение. Наибольшую площадь занимает ледниковый покров плато, который лишь местами прорван скалистыми пиками и гребнями, свободными частично или полностью ото льда из-за их крутизны. В западной части острова ледяные *плато Помона* и *Брисбейн* имеют довольно отлогие склоны, которые плавно спускаются к берегу, образуя во многих местах невысокие ледяные обрывы к морю. В других же местах ледяной покров плато переходит в короткие и широкие лопасти ледников предгорного типа, также оканчивающиеся ледяными обрывами в море. В восточной части острова, где расчленение рельефа более дробно и склоны круче, близ горных вершин и на перегибах склонов много трещин и ледоломов, от подножий крутых склонов к морским заливам и бухтам спускаются широкие плоские ледники подножий. Крупнейший из них — *ледник Саншайн* (дл. 7 км, шир. 4,5 км) — начинается от подножия высшей точки острова и оканчивается ледяным обрывом в бухте Айсберг. Там, где проходы между скалами узки и круты, ледники протискиваются к побережью живописными ледопадами. Западная треть о. Лори образована гористыми полуостровами Маккензи и Мосмен, увенчанными острыми пиками. Многие заливы вдаются в глубь этих полуостровов, а в верховья заливов вливаются ледники подножий, начинающиеся у оснований водораздельных гребней. Некоторые ледники соединяются своими верховьями и могут быть отнесены к переметным. Центральная и восточная части о. Лори представляют единое, по-

крытое льдом плато. Над ледяным покровом возвышается лишь несколько нунатаков. На острове расположена аргентинская научная станция Оркадас. О. Поуэлл поднимается до высоты 415 м и почти полностью покрыт льдом. На севере поверхность ледникового покрова плавно спускается до уровня моря, местами оканчивается ледяными обрывами. По южному краю масса разбитого льда цепляется за крутые склоны гор. О. Сигни значительно покрыт льдом лишь в более высокой южной части (260—280 м над ур. м.). Ледяное поле тонкое, множество нунатаков. Главный выводной ледник с южного ледяного поля не доходит до берега залива Борге на несколько сот метров. Судя по оставленным ледником моренам, в прошлом он достигал моря. Сейчас бóльшая часть побережья свободна ото льда. О. Фредериксен лишен ледников, но на нем есть крупные многолетние снежники. Ледниковые образования разных размеров и формы есть и на других островах архипелага.

[*Pirie*. 1913; *Marr*. 1935; *Mercer*. 1967]

Южные Шетландские о-ва — большой архипелаг у северной оконечности Антарктического п-ова. Отделен от архипелага Огненная Земля проливом Дрейка, от Антарктического п-ова проливом Брансфилд. Архипелаг Шетландские о-ва состоит из 11 крупных и множества мелких островов, протянувшихся цепью почти на 500 км с северо-востока на юго-запад. Острова сложены изверженными, метаморфическими и частично осадочными породами, есть потухшие вулканы. Общая площадь островов около 4100 км^2. Самый большой о. Кинг-Джордж площадью 1310 км^2, с максимальной высотой 655 м над ур. м. Другие крупные острова: Ливингстон, Мордвинова, Смит, Нельсон, Роберт, Гринвич, Лоу, Шишкова, Сноу, Десепшен. Все они почти полностью покрыты ледниками. Общая площадь оледенения Южных Шетландских о-вов 3728 км^2, объем льда около 470 км^3. Максимальная измеренная толщина льда на о. Кинг-Джордж 326 м. На островах этого архипелага расположено несколько научных станций разных стран (Аргентины, Великобритании, Чили).

Архипелаг Пальмер расположен к югу от Южных Шетландских о-вов, у западного побережья Антарктического п-ова. Отдельные острова представляют собой вершины мощного подводного хребта, поднимающегося над ур. м. до 2500—2820 м. В архипелаге 5 крупных островов: Анверс, Брабант, Тринити, Винке и Льеж — и множество мелких. Почти на всей своей площади острова покрыты толстым слоем льда (степень оледенения 95%). Общая площадь оледенения составляет 3736 км^2. Средняя толщина льда оценивается в 250 м, а его общий запас в 840 км^3.

О-ва Биско являются естественным продолжением архипелага Пальмер в юго-западном направлении. Самые крупные острова — Рено (пл. 581 км^2) и Лавуазье (пл. 244 км^2), остальные много мельче. Они незначительно поднимаются над уровнем моря и почти полностью закрыты ледниками. При общей площади островов 1088 км^2 общая площадь оледенения около 1035 км^2, а запас льда в них 111,8 км^3.

О. Аделейд расположен к югу от полярного круга близ западного побережья Антарктического п-ова. В осевой зоне острова, вытянутого с северо-северо-востока на юго-юго-запад, над обширным ледниковым покровом поднимаются горные вершины — г. Адриасола (2135 м), г. Годри и Бувье (2072 м). Общая площадь о. Аделейд 4290 км^2. Практически он весь покрыт снегом и льдом. Между о. Аделейд и побережьем Антарктического п-ова лежат 3 крупных острова: Пуркуапа (4410 км^2), Льяр (206 км^2) и Хорсу (83 км^2). Они также несут на себе почти сплошной ледниковый покров. Небольшие участки свободной от льда суши есть только на о. Пуркуапа.

Земля Александра I — самый большой остров в море Беллинсгаузена у западного побережья Антарктического п-ова, от которого он отделен проливом, занятым в настоящее время шельфовым *ледником Георга VI*. Остров представляет собой горный массив, протянувшийся с севера на юг примерно на 400 км при ширине около 150 км. Самые высокие горные вершины острова — г. Ставенсон (2987 м), г. Кале (2347 м), г. Эдред

(2194 м). Остров покрыт мощным ледниковым покровом, над которым поднимаются оголенные из-за большой крутизны склонов горные вершины. Кроме ледников покровного и горно-покровного типов на Земле Александра I есть ледники горные и выводные. Самые крупные из них — *ледник Моцарта, ледник Ньютон, ледник Хамптона:* Западное побережье острова опоясано большим шельфовым *ледником Уилкинса.*

О. Джемса Росса (пл. 2494 км²) и еще несколько десятков островов расположены в море Уэдделла близ восточного побережья северной оконечности Антарктического п-ова. Рельеф большинства островов гористый. Максимальная высота о. Джемса Росса 1828 м над ур. м. Другой крупный остров в этом районе — о. Жуэнвиль (1533 км²), и еще 4 острова: Дюрвиля, Данди, Сноу-Хилл, Вега — имеют площадь более 300 км² каждый. Острова, за исключением отдельных нунатаков, горных вершин и небольших участков прибрежных равнин, заняты ледниками преимущественно покровного и горно-покровного типов.

Кроме описанных выше в приантарктических частях Тихого, Атлантического и Индийского океанов рассеяно много островов, частично или полностью погребенных под мощными толщами льда и снега.

Общая площадь оледенения всех островов Антарктики около 25,5 тыс. км², а объем заключенного в них льда оценивается примерно в 5,7 тыс. км³ [*Виноградов, Псарева.* 1989].

ПРИЛОЖЕНИЕ № 1

Характеристики оледенения Земли

Таблица 1

Масса и площадь распространения льда на Земле

(по Шумский, Кренке. 1965. С. 135)

Вид льда	Масса		Площадь распространения		Среднее время существования, лет
	тонн	%	млн км²	%	
Ледники	$2{,}398 \cdot 10^{16}$	98,95	16,3	10,9 суши	9 580
Айсберги	$7{,}65 \cdot 10^{12}$	0,03	63,5	18,7 океана	4,07
Снежный покров	$1{,}05 \cdot 10^{13}$	0,04	72,4	14,2 Земли	0,35—0,52
Морской лед	$3{,}483 \cdot 10^{13}$	0,14	26,0	7,2 океана	1,05
Подземный лед	$(2—5) \cdot 10^{14}$	0,83	21,0	14,1 суши	30—75
Атмосферный лед	$1{,}68 \cdot 10^{12}$	0,01	510,0	100 Земли	$4 \cdot 10^{-3}$
Всего...	$2{,}423 \cdot 10^{16}$	100			

Таблица 2

Площади оледенения крупных регионов Земли

Регион	Площадь ледников, км²	% от общей площади оледенения
Территория Советского Союза	78 287	0,5
Центральная Азия, Гималаи и Малая Азия	98 000	0,6
Зарубежная Европа	52 512	0,3
В том числе:		
Исландия	11 785	
Шпицберген	34 854	
Ян-Майен	117	
Скандинавский п-ов, Альпы, Пиренеи	5 756	
Гренландия	1 802 600	11,0
Канадский Арктический архипелаг	148 000	0,9
Северная Америка	154 000	0,9
В том числе:		
Аляска	74 420	
Канада	79 000	
США	580	
Южная Америка и Огненная Земля	33 100	0,2
Африка, Новая Гвинея, Новая Зеландия	837	
В том числе:		
Африка	12,7	
Новая Гвинея	6,9	
Новая Зеландия	817,2	
Антарктика	13 979 000	85,6
Всего...	16 346 336	100

ПРИЛОЖЕНИЕ № 2

Характеристики оледенения территории СССР

Таблица 1

Ледники на территории СССР

Район	Количество ледников	Площадь оледенения, км²	Запас воды, км³
А. АРКТИЧЕСКИЙ ПОЯС			
А-1, м Баренцевоморский район			
Новая Земля		23 645	8 100
А-1, к Центральноарктический район			
О. Виктория	1	10,7	0,6
Земля Франца-Иосифа	995	13 735	2 100
О. Ушакова	1	325,5	48
Северная Земля	287	18 325,5	4 700
О-ва Де-Лонга	15	80,6	10
горы Бырранга	96	30,5	2,9
Всего...	1 395	32 507,8	6 859,6
А-2, к Восточноарктический район			
О. Врангеля	101	3,5	
Чукотское нагорье, хр. Пэкульней	11	3,0	
Всего...	112	6,5	
Всего по Арктическому поясу		56 159,3	14 959,6
Б. СУБАРКТИЧЕСКИЙ ПОЯС			
Б-1, м Североевропейский район			
Урал	143	28,7	0,7
Хибины	4	0,1	
Всего...	147	28,8	0,7
Б-1, к Среднесибирский район			
Плато Путорана	22	2,5	
Хр. Орулган	74	18,4	0,7
Хараулах		3,0	
Всего...		23,9	0,7

Продолжение таблицы 1

Район	*Количество ледников*	*Площадь оледенения, км²*	*Запас воды, км³*
Б-2, к Восточносибирский район			
Хр. Черского	372	155,3	10,0
Сунтар-Хаята	208	201,6	12,0
В с е г о...	580	356,9	22,0
Б-2, м Тихоокеанский район			
Камчатский п-ов	405	874,1	49,0
Корякское нагорье	1 335	291,7	7,5
В с е г о...	1 780	1 165,8	56,5
В с е г о по Субарктическому поясу		1 575,4	79,9
В. УМЕРЕННЫЙ ПОЯС			
В-1, м Алтае-Саянский район			
Алтай	1 499	910,0	39,0
Кузнецкий Алатау	91	6,8	0,2
Саяны	107	34,1	0,8
В с е г о...	1 697	950,9	40,0
В-1, к Забайкальский район			
Хр. Кодар	30	18,8	0,6
Баргузинский хр.		?	
В с е г о...		25,0	
В с е г о по Умеренному поясу		975,9	40,6
Г. ЮЖНОЕ ГОРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ			
Г-1, м Кавказский район			
Большой Кавказ	2 050	1 424,0	75,0
Малый Кавказ	42	3,8	
В с е г о...	2 092	1 427,8	75,0
Г-1, к Среднеазиатский район			
Памир	6 729	7 493,4	660,0
Гиссаро-Алай	3 890	2 327,8	135,0
Тянь-Шань	7 590	7 311,3	530,0
Джунгарский Алатау	1 369	1 000,0	43,0
Саур	18	16,6	0,6
В с е г о...	19 596	18 149,1	1 368,6
В с е г о по Южному горному обрамлению		19 576,9	1 443,6
В целом по СССР		78 287,5	16 523,7

Таблица 2

Крупнейшие выводные ледники Северного купола и ледникового щита Новой Земли

Название ледника	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* конца ледника	фирновой линии	ледораздела
Бассейн Баренцева моря (с севера на юг)					
Бунге	32	309	0		580
Вера	39	366	0		520
Павлова	22	198	0		830
Иностранцева	45	682	0		770
Визе	29	293	0		740
Броунова	28	292	0		780
Рыкачева	34	414	0		800
Шокальского	36	518	0		880
Лактионова	32	296	60		890
Борзова	42	381	0		930
Чернышева	39	469	0		1 100
Таисия	43	432	0		1 100
Крайний	38	594	0	300—450	920
Вилькицкого северный	45	462	0	350—450	1 000
Вилькицкого южный	44	267	0	350—450	850
Норденшельда	62	1 052	0	320—500	950
Глазов	58	679	0	350—480	980
Низкий	38	373	0	390	1 060
Лакруа	31	196	10	420	1 100
Бассейн Карского моря (с севера на юг)					
Розе	45	603	0		740
Средний	38	502	0		780
Рождественского	40	413	0	380—500	800
Вершинского	41	591	0	300—480	800
Мощный	60	1 142	0		920
Кропоткина	53	746	0		920
НИИГА	51	573	0		920
Шуры	59	895	0		920
Вылки	55	452	0	520—600	950
Полисадова	45	359	0	580—820	980
Ога	48	917	0		950
Серп и Молот	52	501	0	440	980

Таблица 3

Крупнейшие горно-долинные ледники Новой Земли

Название ледника	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* конца ледника	фирновой линии	высшей точки
Бассейн Баренцева моря					
Шумный	18	97	20	300	1 050
Без названия	21	250	40		920
Без названия	27	169	4	280—380	980
Высокий	17	74			
Бассейн Карского моря					
Без названия	19	143	400	550	1 100
Ладыгина	20	109	110	560	840
Без названия	20	107	80	370	1 130
Витте	32	195	0	340	880

Таблица 4

Оледенение Земли Франца-Иосифа по районам

Название района	Площадь, км², островов	оледенения: области аккумуляции	оледенения: области абляции	оледенения: всего	Длина ледяных берегов, км
Западный	3 895	1 484	1 628	3 112	648
Центральный	5 374	1 765	2 972	4 737	1 155
Восточный	6 865	2 846	3 040	5 886	852
Всего по архипелагу	16 134	6 095	7 640	13 735	2 655

Таблица 5

Оледенение крупнейших островов Земли Франца-Иосифа

Названия островов	Площадь, км²: острова	Площадь, км²: оледенения	Длина, км: береговой линии	Длина, км: ледяных берегов
Земля Георга	2 741	2 241	676	431
Земля Вильчека	2 055	1 892	249	153
Греэм-Белл	1 708	1 215	199	104
Земля Александры	1 051	781	310	190
Галля	983	917	177	120
Солсбери	924	876	194	150
Мак-Клинтока	623	580	125	90
Джексона	510	463	180	115
Гукера	508	444	123	76
Ла-Роньсьер	441	406	92	87
Циглера	404	365	127	82
Чамп	346	294	91	56
Карла-Александра	338	327	90	74
Луиджи	328	302	102	74
Рудольфа	297	291	77	69
Сальм	278	268	69	59
Ева-Лив	269	268	77	73
Нортбрук	254	242	101	75
Винер-Нейштадт	242	220	63	48
Брюса	183	182	66	64
Пайера	152	144	56	41
Грили	149	133	55	35
Нансена	144	102	67	28
Райнера	134	133	47	44
Острова, имеющие оледенение менее 100 км² (32 о-ва)	1 000	649	786	338
Острова, не имеющие оледенения (135 о-вов)	64	—	267	—
Всего по архипелагу	16 134	13 735	4 459	2 655

Продолжение таблицы 5

Таблица 6

Оледенение островов Северной Земли

Названия островов	Площадь острова, км²	Площадь оледенения, км²	Степень оледенения, %
Шмидта	440,0	438,5	99,7
Комсомолец	9 006,0	6 171,6	68,5
Большой Известняковый	28,0	6,5	23,2
Пионер	1 522,0	254,0	16,7
Октябрьской Революции	13 708,0	7 945,8	58,0
Большевик	11 312,0	3 509,1	31,0
Другие острова	772,0	—	—
Всего по архипелагу	36 788,0	18 325,5	49,8

Таблица 7

Ледники архипелага Северная Земля

Название ледника	Остров	Площадь, км²: области аккумуляции	Площадь, км²: области абляции	Площадь, км²: всего ледников	Высота над ур. м., м: низшей точки	Высота над ур. м., м: границы питания	Высота над ур. м., м: высшей точки	Средняя толщина льда, м	Запас воды, км³
Шмидта	Шмидта	25,9	412,6	438,5	0	300		145	54
Академия Наук	Комсомолец	2 510,4	3 355,0	5 865,0	0	370—450	781	495	2 500
Пионер	Пионер	21,1	232,9	254,0	50	350		192	42
Альбанова	Октябрьской Революции	45,3	363,2	408,5	80	450	524	158	55
Вавилова	—»—			1 816,8	110	430—500	728	265	413
Русанова	—»—	357,4	598,4	955,8	0—500	450	704	250	206
Карпинского	—»—	1 016,6	1 544,2	2 560,8	0—600	450	965	280	615
Университетский	—»—	607,7	1 195,7	1 803,4	0—200	450—550	800	300	464
Семенова-Тян-Шанского	Большевик	282,8	521,6	804,4	0—250	600	725	140	303
Ленинградский	—»—	598,6	1 105,2	1 703,8	80—270	600	935	140	
Остальные ледники				1 714,5				50	78
Всего...				18 325,5					4 730

Таблица 8

Основные сведения о крупнейших ледниках Урала

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м: конца*	*фирновой линии*	*высшей точки*
Полярный Урал (крупнее 0,5 км²)								
ИГАН	Щучья	карово-долинный	В	1,8	1,25	790	980	1 180
МГУ	—»—	—»—	В	2,2	1,16	665	900	1 150
Долгушина	Кара	каровый	ВСВ	1,4	0,95	725	950	1 100
Карский	—»—	—»—	С	1,4	0,80	620		
Щучий	Щучья	—»—	В	1,2	0,70	720	780	860
Большой Усинский	Большая Уса	присклоновый	ВСВ	0,45	0,70	720	950	1 000
МГГ	Кара	каровый	ВЮВ	1,4	0,63	690		950
Алешкова	—»—	—»—	ВЮВ	1,2	0,53	750	900	1 000
МИИКАиК	—»—	—»—	В	1,0	0,50	640	850	900
Приполярный Урал (крупнее 0,3 км²)								
Манси	Ляпин	каровый	СВ	1,0	0,75	1 100		
Гофмана	Шугор	—»—	СВ	1,0	0,37	600		
Малды	Кожым	присклоновый	ЮВ	0,4	0,32	1 350		
2-й МПГ	Ляпин	каровый	ВСВ	0,7	0,30	1 150		
Северный Урал (крупнее 0,2 км²)								
Южный	Шугор	каровый	В		0,20	820		

Таблица 9

*Морфологические типы ледников горной системы Черского**

Морфологические типы ледников	*Число ледников*	*% от общего числа*	*Площадь ледников, км²*	*% от общей площади*
Долинные и сложные долинные	44	17	82	54
Каровые и карово-долинные	88	33	43	29
Висячие и карово-висячие	132	50	24	17
В с е г о...	264	100	149	100

* Ледники площадью менее 0,1 км² в подсчет не вошли.

Таблица 10

*Морфологические типы ледников хребта Сунтар-Хаята**

Морфологические типы ледников	*Число ледников*	*% от общего числа*	*Площадь ледников, км²*	*% от общей площади*
Долинные, сложные долинные и переметные	54	26,5	126,6	63
Каровые и карово-долинные	80	39,2	50,2	25
Висячие и карово-висячие	70	34,3	24,4	12
В с е г о...	204	100	201,2	100

* Ледники площадью менее 0,1 км² в подсчет не вошли.

Таблица 11

Оледенение горных хребтов и вулканов Камчатки

Названия гор и вулканов	*Число ледников*	*Площадь оледенения, км²*
Срединный хребет		
Западный склон	123	198,8
Восточный склон	102	242,5
Влк. Ичинская Сопка	16	29,3
В с е г о на Срединном хр.	241	470,6
Юго-Восточная Камчатка		
Ключевская группа вулканов (Камень, Плоская Ближняя, Плоская Дальняя, Ключевская Сопка, Толбачинский, Большая и Овальная Зимина)	31	225,2
Вулканы Авачинская Сопка и Козельский	10	10,2
Влк. Шивелуч	7	30,4
Другие вулканы (Кроноцкая Сопка, Крашенинникова, Шиш, Жупановская Сопка, Корякская Сопка, Большой Семлячик, Мутновская Сопка, Камбальная Сопка, Кошелева, Гамчен)	33	24,0
Горы Кроноцкого полуострова	32	91,9
Другие хребты и вершины	51	21,8
В с е г о на Юго-Восточной Камчатке	164	403,5
В с е г о на Камчатке	405	874,1

Таблица 12
Морфологические типы ледников Камчатки

Морфологический тип	Районы горного оледенения: число	Районы горного оледенения: площадь, км²	Районы вулканического оледенения: число	Районы вулканического оледенения: площадь, км²	В целом на Камчатке: число	В целом на Камчатке: площадь, км²
Долинный	31	182,2	11	98,8	42	281,0
Котловинный	7	62,0	—	—	7	62,0
Карово-долинный	93	189,7	—	—	93	189,7
Каровый	166	96,8	13	6,9	179	103,7
Висячий	2	1,9	4	1,8	6	3,7
Подножий	8	21,6	3	26,5	11	48,1
Кальдерно-долинный и атрио-долинный	—	—	8	48,8	8	48,8
Барранкосов	1	0,8	42	93,9	43	94,7
Атрио и обвальных цирков	—	—	9	13,2	9	13,2
Кратерный и кальдерный	—	—	4	9,0	4	9,0
Ледяной пояс	—	—	1	15,3	1	15,3
Ледяная шапка	—	—	1	0,9	1	0,9
Звездообразный	—	—	1	4,0	1	4,0
Всего...	308	555,0	97	319,1	405	874,1

Продолжение таблицы 12

В районы горного оледенения вошли Срединный хр., Кроноцкий п-ов, горные районы Юго-Восточной Камчатки.

В районы вулканического оледенения вошли вулканы Ичинский, Ключевская группа вулканов и другие вулканы Камчатки.

Таблица 13
Крупнейшие ледники Камчатского полуострова

Название ледника	Бассейн реки	Морфологический тип	Экспозиция	Длина, км	Площадь км²	Высота над ур. м., м: конца	Высота над ур. м., м: фирновой линии	Высота над ур. м., м: высшей точки
Срединный хребет								
Хайлюлинский	Хайлюля	долинный переметный	С	6,6	13,5	780	1 290	2 140
Начикинский	Начики	долинный	В	5,4	12,0	1 140	1 600	2 320
Алнейский	Тигиль	котловинный	З	5,0	13,1	1 480	1 770	2 580
Слюнина	Матерая	котловинный	ЮЗ	10,1	35,6	870	1 240	1 490
Лелякина	—«—	переметный долинный	З	11,7	10,9	650	1 810	2 570
Хувхойтун	—«—	—«—	СВ	10,1	24,2	1 020	1 480	1 840
Гречишкина	—«—	—«—	З	8,1	16,0	790	1 510	1 770
Ключевская группа вулканов								
Ушковский	Камчатка	кальдерно-долинный	З	12,2	11,6	1 250	2 680	3 850
Бильченок	—«—	—«—	СЗ	17,7	21,8	650	2 800	3 940
Эульченок	—«—	барранкосов	С	10,3	10,3	1 220	2 380	4 100
Средний	—«—	подножий	С	9,8	22,0	1 525	—	3 760
Эрмана	—«—	переметный долинный	СВ	16,5	34,2	1 360	—	3 570
Ключевский	—«—	ледяной пояс	СВ	5,7	15,3	2 110	—	4 550
Богдановича	Камчатка	переметный долинный и ледяной пояс	ЮЗ	17,1	37,8	1 625	2 700	4 400
Вулкан Шивелуч								
4-й ледник	Озерная	барранкосов	СЗ	7,7	12,7	730	—	2 940
Кроноцкий полуостров								
Корыто	Бол. Чажма	переметный долинный	СЗ	7,1	8,9	250	600	1 200
Поле Бунина	Каменистая	—«—	ЮВ	5,0	10,5	420	700	1 200
Лев. Тюшевский	Козлова	—«—	ЮЗ	5,9	10,2	600	—	1 200

Таблица 14
Ледники Корякского нагорья

Названия хребтов	*Число ледников*	*Площадь оледенения, км²*
Ваегский и Пикась	74	9,2
Укэлаят и г. Ледяная	344	102,5
Снеговой	347	71,4
Ватына	28	2,8
Олюторский	184	19,7
Ледниковые горы	136	18,3
Пахачинский	22	1,8
Малиновского	200	34,0
Мейныпильгынский и Накыйпыйлякский	58	32,0
Всего...	1 393	291,7

Таблица 15
Распределение ледников Алтая по хребтам

Хребты	*Число ледников*	*Площадь оледенения, км²*
Центральный Алтай		
Катунский	390	283,1
Южно-Чуйский	243	222,8
Северо-Чуйский	201	177,7
Кара-Алахинские горы	25	12,4
Всего...	859	696,0
Южный Алтай		
Горный массив Таван-Богдо-Ула	8	32,7
Сайлюгем	7	1,6
Южный Алтай и Тарбагатай	186	85,5
Сарымсакты и Курчумский	94	11,5
Всего...	295	131,3
Восточный Алтай		
Чихачева	25	8,9
Монгун-Тайга	45	28,0
Шапшальский и Цаган-Шибэту	128	30,3
Куркуре-Баши	16	1,0
Курайский	40	7,9
Сумультинский	5	0,5
Всего...	259	76,6
Другие хребты Алтая		
Листвяга	3	0,4
Холзун	38	2,3
Ивановский	36	2,5
Теректинский	7	0,7
Коргонский	3	0,2
Всего...	87	6,1
Всего на Алтае...	1 500	910,0

Таблица 16
Крупнейшие ледники Алтая

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м: конца*	*фирновой линии*	*высшей точки*
Катунский хребет (северный склон)								
Братьев Троновых (Мюштуайры)	р. Мюштуайры	долинный	З	10,5	10,4	2 500	2 750	4 440
Сапожникова (Менсу)	р. Иедыгем	сложный долинный	СВ	10,5	13,2	2 120	2 800	4 500
Родзевича (Аккемский)	р. Аккем	долинный	С	7,8	10,4	2 200	3 000	4 510
Катунский хребет (южный склон)								
Большой Берельский	р. Белая Берель	сложный долинный	Ю	10,4	10,3	1 950	3 120	4 506
Малый Берельский	—«—	—«—	Ю	8,3	8,9	2 100	2 810	3 830
Геблера (Катунский)	р. Катунь	—«—	ЮЗ	9,0	9,6	1 970	2 800	4 510
Южно-Чуйский хребет (северный склон)								
Большой Талдуринский	р. Талдура	долинный	СВ	7,5	28,2	2 440	2 950	3 940
Ядринцева	р. Кара-Оюк	—«—	С	4,8	8,0	2 630	3 080	3 750
Софийский	р. Аккол	—«—	СВ	7,9	17,6	2 450	2 950	3 870
Северо-Чуйский хребет (северный склон)								
Джело	р. Джело	долинный	СВ	5,6	8,5	2 580	3 120	3 780
Левый Актру	р. Актру	—«—	ЮВ	5,9	6,5	2 520	3 050	4 040
Курумду	р. Курумду	—«—	СВ	4,7	5,2	2 230	2 950	4 040
Большой Маашей	р. Маашей	—«—	С	8,2	16,0	2 480	2 950	3 960
Левый Маашей	—«—	—«—	СВ	3,8	6,1	2 600	2 970	4 110

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м*		
						конца	*фирновой линии*	*высшей точки*
Северо-Чуйский хребет (южный склон)								
Левый Карагемский	р. Левый Карагем	котловинный	Ю	3,7	6,4	2 280	3 070	3 760
Большой Абыл-Оюк	—«—	долинный	ЮВ	5,4	5,0	2 460	3 120	3 960
Хр. Южный Алтай (северный склон)								
Канасский	р. Канас	долинный	СВ	5,0	7,1	2 400	2 850	3 460
Алахинский	р. Алаха	котловинный	С	5,0	19,2	2 400	3 050	3 650
Укокский	р. Укок	долинный	С	4,2	7,1	2 610	2 980	3 600
Большой Бухтарминский	р. Бухтарма	сложный долинный	С	5,3	8,1	2 520	2 900	3 400
Массив Таван-Богдо-Ула (северный склон)								
Без названия	р. Аргамджи 2-я	купол	С	5,5	22,5	3 400	—	3 510
Без названия	—«—	долинный	С	3,5	5,8	3 000	3 200	4 130

Таблица 17

Морфологические типы ледников Алтая

Морфологические типы ледников	*Число ледников*	*% от общего числа*	*Площадь, км²*	*% от общей площади*
Ледники долин (сложные долинные, простые долинные, котловинные, карово-долинные)	281	18,8	641,3	70,4
Ледники каров (каровые, карово-висячие, висячие каровые)	392	26,2	137,6	15,1

Продолжение таблицы 17

Морфологические типы ледников	*Число ледников*	*% от общего числа*	*Площадь, км²*	*% от общей площади*
Ледники склонов (шлейфовые, висячие, присклоновые, кулуаров)	797	53,1	90,1	10,1
Ледники конусовидных вершин	3	0,2	30,7	3,3
Ледники плоских вершин	26	1,7	10,3	1,1
В с е г о...	1 499	100	910,0	100

Таблица 18

Распределение ледников Большого Кавказа по размерам их площади

Экспозиция	*Менее 1,1 км²*		*1.1—5.0 км²*		*5,1—10,0 км²*		*10,1—50,0 км²*		*Более 50,0 км² (комплексы)*		*Всего*	
	Число	*Площадь*	*Число*	*Площадь*	*Число*	*Площадь*	*Число*	*Площадь*	*Число**	*Площадь*	*Число***	*Площадь, км²*
Западный Кавказ												
Северный склон	349	94,5	46	92,9	3	19,3	—			—	398	206,7
Южный склон	154	45,1	15	26,0	—		—			—	169	71,1
В с е г о...	503	139,6	61	118,9	3	19,3	—			—	567	277,8
Центральный Кавказ												
Северный склон	600	129,2	88	180,6	8	58,6	5	122,8	2(41)	193,2	703(742)	684,4
Южный склон	310	73,4	59	115,8	6	46,8	6	116,8		—	381	352,8
В с е г о...	910	202,6	147	296,4	14	105,4	11	239,6	2(41)	193,2	1 084(1123)	1 037,2
Восточный Кавказ												
Северный склон	310	65,3	22	35,5	—		—			—	332	100,8
Южный склон	27	6,4	1	1,8	—		—			—	28	8,2
В с е г о...	337	71,7	23	37,3	—		—			—	360	109,0
Большой Кавказ												
Северный склон	1 259	289,0	156	309,0	11	77,9	5	122,8	2(41)	193,2	1 433 (1 472)	991,9
Южный склон	491	124,9	75	143,6	6	46,8	6	116,8		—	578	432,1
В с е г о...	1 750	413,9	231	452,6	17	124,7	11	239,6	2(41)	193,2	2 011(2 050)	1 424,0

* В скобках число ледников в комплексах.

** В скобках с учетом числа ледников в комплексах.

Таблица 19
Морфологические типы ледников Большого Кавказа

Экспозиция склона	Ледниковые комплексы		Сложные долинные		Долинные и карово-долинные		Каровые		Висячие		Плоских вершин		Всего	
	Число*	Площадь, км²	Число	Площадь, км²	Число	Площадь, км²	Число	Площадь, км²	Число	Площадь, км²	Число	Площадь, км²	Число**	Площадь, км²
Западный Кавказ														
Северный склон	—		—		54	106,9	211	83,7	46	10,7	—		311	201,3
Южный склон	—		—		18	21,7	116	44,9	7	3,0	—		141	69,6
В с е г о...	—		—		72	128,6	327	128,6	53	13,7	—		452	270,9
Центральный Кавказ														
Северный склон	2(41)	193,2	11	165,0	97	185,8	264	108,1	104	21,0	1	0,2	479(518)	673,3
Южный склон	—		3	65,1	189	267,0	55	8,4	26	5,6	—		273	346,1
В с е г о...	2(41)	193,2	14	230,1	286	452,8	319	116,5	130	26,6	1	0.9	752(791)	1 019,4
Восточный Кавказ														
Северный склон	—		—		40	41,2	140	39,9	63	13,6	1	1,6	244	96,3
Южный склон	—		—		2	2,6	22	4,9	3	0,7	—		27	8,2
В с е г о...	—		—		42	43,8	162	44,8	66	14,3	1	1,6	271	104,5
Большой Кавказ														
Северный склон	2(41)	193,2	11	165,0	191	333,9	615	231,7	213	45,3	2	1,8	1 034(1 073)	970,9
Южный склон	—		3	65,1	209	291,3	193	58,2	36	9,3	—		441	423,9
В с е г о...	2(41)	193,2	14	230,1	400	625,2	808	289,9	249	54,6	2	1,8	1 475(1 514)	1 394,8

Таблица 20
Крупнейшие ледники Большого Кавказа

Название ледника	Бассейн реки	Морфологический тип	Экспозиция	Длина, км	Площадь км²	Высота над ур. м., м: конца	фирновой линии	высшей точки
Западный Кавказ, северный склон (больше 3 км²)								
Аманаузский	Теберда	долинный	С	4,8	7,1	2 020	2 800	3 780
Джаловчатский	Мал. Зеленчук	—«—	С	6,1	6,8	2 310	2 920	3 740
Алибекский	Теберда	—«—	СВ	4,6	5,4	2 000	2 550	3 700
Белалакайский	—«—	карово-долинный	СВ	3,7	4,5	2 350	2 680	3 600
Талычхан	Уллукам	долинный	С	2,2	3,6	2 610		3 500
Марухский	Мал. Зеленчук	—«—	СЗ	4,0	3,3	2 490	2 950	3 160
Софруджу Сев.	Теберда	висячий долинный	СВ	3,4	3,3	2 440		3 780
Морде-ауж	Уллукам	долинный	С	3,2	3,3	2 570		3 410
Западный Кавказ, южный склон (больше 2 км²)								
Софруджу Южн.	Кодори	карово-долинный	Ю	2,4	3,2	3 130	3 250	3 630
Сакени	—«—	долинный	ЮВ	3,3	2,8	2 850		3 180
Марух	—«—	долинный	СЗ	3,9	2,2	2 370	2 700	3 360
Птыш южный	—«—	каровый	В	1,1	2,1	2 480		3 200
Центральный Кавказ, северный склон (больше 5 км²)								
Эльбрусский ледниковый комплекс	Кубань, Малка	комплекс			122,6	2 480	3 800	5 642
Казбекско-Джимарайский ледниковый комплекс	Черек, Урух	комплекс			70,6	1 980	3 480	5 030

Название ледника	Бассейн реки	Морфологический тип	Экспозиция	Длина, км	Площадь км²	Высота над ур. м., м: конца	фирновой линии	высшей точки
Безенги	Терек	сложный долинный	СВ В, СВ	17,6	36,2	2 080	3 600	5 050
Дых-Су	Черек	—«—	СВ	13,3	34,0	2 070	3 300	5 150
Караугом	Урух, Терек	—«—	СЗ	13,3	26,6	1 830	3 440	4 630
Агаштан	Черек	—«—	СВ	9,8	15,9	2 250	3 200	3 970
Шаурту	Чегем	—«—	СЗ	9,1	10,1	2 220	3 220	4 200
Мижирчиран	Черек	—«—	С	8,8	9,9	2 380	3 400	4 670
Цея	Ардон	—«—	СВ	8,6	9,7	2 200	3 640	4 460
Нахашбита	Черек	—«—	С	6,3	7,5	2 620	3 500	4 110
Хрумкол	—«—	долинный	ЮВ	5,6	7,2	3 060	3 570	5 150
Башиль	Чегем	—«—	СЗ	6,5	7,8	2 500	3 160	4 140
Уллуаузна	Черек	сложный долинный	СВ	7,0	6,0	2 600	3 750	4 760
Шхельды	Баксан	долинный	С	9,7	5,6	2 260	3 260	3 730
Бартуйцете	Урух	сложный долинный	С	4,8	5,5	2 580	3 020	4 060
Центральный Кавказ, южный склон (больше 5 км²)								
Лекзири	Ингури	сложный долинный	Ю	11,8	33,7	2 020	3 090	4 050
Цанери	—«—	долинный	ЮЗ	10,1	28,8	2 390	3 190	4 150
Твибери	Ингури	сложный долинный	СВ	5,8	20,1	2 200	3 150	3 750
Квитлоди	—«—	долинный	В	7,8	11,9	2 320	3 160	3 780
Чалаати	—«—	сложный долинный	ЮВ	7,3	11,3	1 850	2 980	3 900
Халде	—«—	долинный	ЮЗ	8,4	11,0	2 450	3 440	4 100
Адиши	—«—	—«—	ЮЗ	7,9	9,9	2 310	3 430	4 000
Долра	—«—	—«—	ЮВ	5,5	8,8	2 530	3 310	3 910
Ушба	—«—	—«—	СВ	5,8	8,6	2 440	3 290	3 940
Квиши	—«—	—«—	Ю	6,1	8,4	2 460	3 240	4 090
Нагеба	—«—	—«—	СЗ	6,4	5,9	2 410	3 160	4 150
Шхара	—«—	—«—	ЮЗ	5,1	5,2	2 520	3 410	4 400
Восточный Кавказ, северный склон (больше 2 км²)								
Беленги	Сулак	долинный	СЗ	3,2	2,9	2 520	3 310	3 920
Донос	Сунжа	карово-долинный	С	2,6	2,7	2 800	3 290	3 960
Тебулос	—«—	долинный	С	3,0	2,4	3 080	3 690	3 920
Комитодах	—«—	—«—	СВ	2,7	2,4	3 000	3 450	4 200
Качу	—«—	карово-долинный	СЗ	2,9	2,2	3 040	3 370	3 600
Тинавчелать	Сулак	долинный	З, С	2,7	2,1	3 280	3 480	4 000

Таблица 21

Ледники Эльбрусского ледникового комплекса

Название ледника	Бассейн реки	Экспозиция	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца	фирновой линии	высшей точки
Уллучиран	Малка	С	6,8	12,4	3 010	3 700	5 640
Карачаул	—«—	С	6,9	5,7	3 080	3 900	5 615
Уллукол и Уллумалиендерку	—«—	С	6 6	5,3	3 140	4 000	5 600
Микельчиран	Бирджалысу	СВ	4,8	4,5	3 245	4 000	4 900
Джикиуганкез	—«—	С, СВ	8,0	27,8	3 140	3 900	5 610
Ирик	Ирик	ЮВ	9,8	10,5	2 610	3 550	5 610
Малый Азау	Азау	Ю	8,2	9,7	3 020	3 800	5 610
Терскол	Терскол	ЮВ, Ю	7,2	7,7	2 925	3 700	5 600
Большой Азау	Азау	ЮВ	10,2	19,6	2 480	3 800	5 660
Кюкюртлю	Уллухурзук	З, ЮЗ, З	7,5	6,6	2 770	3 700	5 120

Кроме того, в Эльбрусский ледниковый комплекс входят еще 13 мелких ледников общей площадью 12,8 км².

Всего 23 ледника 122,6 км²

Таблица 22
Ледники Казбекско-Джимарайского ледникового комплекса

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* — *конца*	*фирновой линии*	*высшей точки*
Мидаграбин	Гизельдон	долинный	СЗ	7,8	9,2	2 830	3 540	4 780
Колка	Геналдон	—»—	СВ	8,4	7,2	1 980	2 990	4 780
Майли	—»—	—»—	С	6,2	7,0	2 360	3 170	4 600
Чачи	Амали	висячий долинный	СВ	3,2	2,8	3 230	3 660	4 430
Девдораки	—»—	—»—	СВ	7,3	7,0	2 260	3 260	5 030
Абано	Чхери	—»—	ЮВ	4,1	2,0	2 950	3 700	5 030
Гергети	—»—	долинный	ЮВ	8,5	8,3	2 870	3 650	5 030
Денкера	Мнаисидон	висячий долинный	ЮЗ	2,3	2,4	3 500	3 770	4 230
Мна	—»—	—»—	ЮВ	4,1	4,6	2 860	3 480	4 600
Суатиси Вост.	Суатисидон	—»—	ЮЗ	5,4	10,2	3 000	3 500	4 580
Суатиси Средн.	—»—	—»—	Ю	4,7	2,5	2 850	3 520	4 760
Суатиси Зап.	—»—	—»—	ЮВ	3,5	2,4	3 070	3 600	4 460

Кроме того, в Казбекско-Джимарайский ледниковый комплекс входят еще 6 мелких ледников общей площадью 5,0

Всего 18 ледников 70,6 км²

Таблица 23
Распределение ледников Памиро-Алая на территории СССР по основным гидрологическим бассейнам

Бассейн	*Число ледников*	*Площадь оледенения, км²*
Р. Сырдарья	1 195	888,5
Р. Амударья	8 731	8 201,5
В том числе:		
р. Пяндж	4 285	3 425,8
р. Вахш	2 583	3 857,3
прочие притоки	1 863	918,4

Продолжение таблицы 23

Бассейн	*Число ледников*	*Площадь оледенения, км²*
Оз. Каракуль	454	385,5
Таримская впадина (реки Восточная Кызылсу и Марканcу)	239	345,7
В с е г о...	10 619	9 821,2

Таблица 24
Распределение ледников Памиро-Алая по размерам их площади

Районы	*Менее 1,1 км²* — *число*	*площадь*	*1,1—5,0 км²* — *число*	*площадь*	*5,1—10,0 км²* — *число*	*площадь*	*10,1—25,0 км²* — *число*	*площадь*	*Более 25,0 км²* — *число*	*площадь*	*Всего* — *число*	*площадь, км²*
Северный Памир	357	121,8	147	336,9	19	132,3	19	294,7	8	443,6	550	1 329,3
Центральный и Западный Памир	1 775	527,3	322	709,3	39	265,4	35	557,7	16	1 420,4	2 187	3 480,1
Юго-Западный Памир	1 566	411,0	267	563,1	32	219,2	8	116,4		—	1 873	1 309,7
Восточный Памир	1 783	516,1	308	610,7	21	143,4	6	75,0	1	29,1	2 119	1 374,3
Всего по Памиру:	5 481	1 576,2	1 044	2 220,0	111	760,3	68	1 043,8	25	1 893,1	6 729	7 493,4
Гиссаро-Алай	3 440	951,0	409	810,6	28	184,5	9	144,5	4	237,2	3 890	2 327,8
Памиро-Алай	8 921	2 527,2	1 453	3 030,6	139	944,8	77	1 188,3	29	2 130,3	10 619	9 821,2

Таблица 25

Морфологические типы ледников Памиро-Алая

Районы	Дендритовые и сложно-долинные		Долинные и котловинные		Кароводолинные		Каровые и висячие		Склоновые		Вершин и плато		Всего	
	число	*площадь, км²*	*число*	*площадь, км²*	*число*	*площадь, км²*	*число*	*площадь, км²*	*число*	*площадь, км²*	*число*	*площадь, км²*	*число*	*площадь, км²*
Северный Памир	36	677,0	191	530,6	21	22,0	174	68,2	40	26,8	—		462	1 324,6
Центральный и Западный Памир	116	2 162,6	528	774,4	234	198,7	858	281,6	30	18,0	1	20,9	1 767	3 456,2
Восточный Памир	88	406,7	315	476,1	186	142,7	680	177,2	183	84,7	—		1 452	1 287,4
Юго-Западный Памир	64	320,9	360	463,4	134	131,0	842	271,2	288	159,6	1	2,8	1 689	1 348,9
Всего по Памиру:	304	3 567,2	1 394	2 244,5	575	494,4	2 554	798,2	541	289,1	2	23,7	5 370	7 417,1
Гиссаро-Алай	52	518,6	635	888,1	371	227,9	1 932	587,0	116	64,0	—		3 106	2 285,6
Памиро-Алай	356	4 085,8	2 029	3 132,6	946	722,3	4 486	1 385,2	657	353,1	2	23,7	8 476	9 702,7

Таблица 26

Крупнейшие ледники Памира

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м: конца*	*фирновой линии*	*высшей точки*
Заалайский хребет, северный склон (больше 20 км²)								
Корженевского	Кызылсу	сложный долинный	СВ, В	21,5	73,0	3 890	5 100	6 210
Ленина	—»—	котловинный	СВ	13,5	55,3	3 760	5 300	7 000
Нура	Вост. Кызылсу	сложный долинный	С	13,8	54,2	3 520	4 550	6 340
Кызылсу	—»—	—»—	СВ	15,1	43,0	3 780	4 500	6 550
Коман	Кызылсу	котловинный	СЗ	12,0	27,0	3 700	4 300	6 700
Прав. Кичкесу	—»—	сложный долинный	З	11,3	23,6	3 700	4 100	6 280
Заалайский хребет, южный склон								
Октябрьский	оз. Каракуль	дендритовый	Ю, ЮВ	19,0	88,2	4 440	5 200	6 780
Бол. Саукдара	Муксу	сложный долинный	Ю, ЮЗ	20,6	53,0	4 240	5 470	7 120
Уйсу	Маркансу	дендритовый	СВ	10,0	49,9	4 390	5 200	6 600
Кузгун	Муксу	сложный долинный	СВ, Ю	14,7	25,0	3 980	4 900	5 910
Мал. Саукдара	—»—	—»—	Ю, ЮЗ	14,3	23,5	4 120	5 690	7 100
Кызылсу	—»—	—»—	В	13,3	22,5	3 200	4 750	5 830
Курумды	Маркансу	—»—	Ю, ЮЗ	11,6	22,3	4 480	5 500	6 500
Хребет Академии Наук (больше 20 км²)								
Федченко	Муксу	дендритовый	С	77,0	649,6	2 909	4 695	6 280
Гармо	Обихингоу	—»—	З	30,4	114,6	2 970	4 750	6 350
Географического Общества	Ванч	—»—	В, Ю	24,2	64,4	2 580	4 200	6 590
Мал. Танымас	Муксу	сложный долинный	СВ	17,6	43,5	3 150	4 700	5 800
Абдукагорский	Ванч	—»—	ЮЗ	11,4	26,0	3 560	4 900	6 060
Язгулемский	Язгулем	—»—	З	19,5	25,5	3 600	4 600	6 250
Медвежий	Ванч	—»—	З	15,8	25,3	2 900	4 400	4 690
Вальтера	Муксу	—»—	З	12,3	20,1	3 900	5 080	6 840

Продолжение таблицы 26

Название ледника	Бассейн реки	Морфологический тип	Экспозиция	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца	фирновой линии	высшей точки
Хребет Петра I, северный склон (больше 15 км²)								
Сугран	Муксу	сложный долинный	СЗ	22,0	47,1	3 280	4 780	6 720
Фортамбек	—»—	—»—	В, С, СЗ	27,2	36,4	2 850	4 170	5 350
Петра I	Обихингоу	дендритовый	З	17,2	24,2	3 200	4 200	5 500
Шини-Бини	Муксу	сложный долинный	З, СЗ	10,3	16,4	3 700	4 920	6 300
Памирское плато	ледник Фортамбек	плато	З	8,3	20,9	4 700	5 870	7 300
Музгазы (Ошанина)	Муксу	сложный долинный	С	10,7	15,6	3 280	4 130	5 340
Хребет Петра I, южный склон (больше 15 км²)								
Гандо	Обихингоу	дендритовый	З	22,0	44,6	3 250	4 750	6 150
Девлохан	—»—	—»—	В	12,6	17,4	3 080	4 400	5 060
Дарвазский хребет, северный склон (больше 10 км²)								
Дарвазский	Обихингоу	дендритовый	СЗ	16,2	27,8	2 950	4 400	5 800
Мазарский	—»—	сложный долинный	СВ, СЗ	16,8	23,0	3 200	4 350	5 400
Бартрут правый	—»—	долинный	С	12,4	16,6	2 980	4 350	5 800
Зорди-Бираусо	—»—	сложный долинный	С	9,4	14,6	3 280	4 300	5 400
Скогач	—»—	долинный	С	12,0	12,6	3 050	4 400	5 250
Дархарвак	—»—	сложный долинный	С, СЗ	6,9	12,1	3 960	4 350	5 280
Ванчдара	—»—	—»—	СЗ	9,5	11,5	3 870	4 400	5 400
Токаест	—»—	—»—	С	5,6	10,9	3 830	4 300	5 000
Сытарги	—»—	—»—	С	6,0	10,3	3 780	4 400	5 250
Дарвазский хребет, южный склон (больше 10 км²)								
Комсомолец	Ванч	сложный долинный	В	12,2	17,9	3 600	4 600	5 930
Ванчский хребет (больше 5 км²), северный склон								
Левый Дустироз	Ванч	сложный долинный	С	5,9	10,2	3 880	4 650	5 350
Правый Дустироз	—»—	долинный	СЗ	6,4	7,5	4 060	4 700	5 600
Шаугадо	—»—	сложный долинный	С	5,0	7,5	3 800	4 550	5 200
Сунгат правый	—»—	долинный	СЗ	6,6	6,0	3 800	4 600	5 030
Язгулемский хребет, северный склон (больше 10 км²)								
Грум-Гржимайло (Музкулак)	Мургаб	дендритовый	СВ	37,0	142,9	3 610	5 080	6 900
Ракзоу	Язгулем	дендритовый	ЮВ	17,4	47,2	3 420	4 800	6 250
Танымас-2	Мургаб	сложный долинный	СВ	15,6	19,2	3 900	5 140	6 200
Бирджрафдара	Язгулем	—»—	СЗ	9,0	11,3	3 600	4 400	5 530
Без названия	—»—	—»—	СВ	10,6	15,3	3 580	4 600	5 640
Танымас-3	Мургаб	—»—	СВ, З	13,2	14,8	4 120	4 780	5 900
Язгулемский хребет, южный склон (больше 20 км²)								
Язгулемдара	Бартанг	сложный долинный	ЮВ	12,9	33,8	3 920	5 000	6 500
Хабарвивхарц	—»—	—»—	Ю	11,5	23,6	3 500	5 070	6 800
Башурвдара	—»—	—»—	Ю	13,3	22,8	3 540	4 770	6 000
Хребет Северный Танымас, северный склон (больше 12 км²)								
Косиненко	ледник Федченко	сложный долинный	СЗ	15,0	36,7	3 940	4 700	5 800
Сев. Кызкурган	Муксу	—»—	СВ, С	10,5	22,9	4 300	4 920	5 700
Без названия	—»—	—»—	С, СЗ	10,7	21,7	4 450	4 950	5 500
Джайляукумсай	—»—	—»—	СВ	7,6	17,2	4 300	4 890	5 560
Ничкеджилга	—»—	—»—	С, СВ	9,0	14,3	4 440	5 070	5 520
Хребет Северный Танымас, южный склон (больше 12 км²)								
Сев. Танымас	Бартанг	дендритовый	ЮВ	18,0	55,0	3 720	4 900	5 720

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* конца	фирновой линии	высшей точки
Рушанский хребет, северный склон (больше 10 км²)								
Ударифф	Бартанг	сложный долинный	СВ	7,5	13,6	4 060	4 780	5 600
Без названия	—»—	—»—	СЗ	7,9	12,3	3 900	4 540	5 500
Без названия	—»—	—»—	З, СЗ	6,8	11,5	3 880	4 730	6 080
Рушанский хребет, южный склон (больше 8 км²)								
Сафедоб	Гунт	сложный долинный	В, ЮВ	12,2	19,4	4 270	4 950	5 500
Уар	—»—	—»—	В	9,2	18,4	4 620	4 900	5 500
Штеклозар	—»—	дендритовый	ЮЗ	10,9	18,3	4 200	4 900	5 500
Шугнанский хребет (больше 5 км²)								
Урта-Бакчигир-II	оз. Яшилькёль	долинный	СЗ	7,0	11,7	4 380	5 000	5 600
Бакчигир	—»—	—»—	СВ	5,6	8,4	4 480	4 950	5 350
Варшидз	Гунт	сложный долинный	СВ, С	6,0	7,5	4 380	4 900	5 600
Урта-Бакчигир-I	оз. Яшилькёль	долинный	С	5,0	6,7	4 380	4 900	5 750
Без названия	Акмамаддара	сложный долинный	С	6,8	5,8	3 780	4 900	5 450
Шахдаринский хребет (больше 7,5 км²)								
Сары-Шитхарв	Пяндж	долинный	Ю	5,0	9,4	4 760	5 480	6 140
Без названия	—»—	сложный долинный	В	4,7	8,5	4 540	5 110	5 950
Нишгар	—»—	—»—	Ю	7,2	8,0	4 760	5 450	6 450
Ишкашимский хребет (больше 5 км²)								
Без названия	Пяндж	сложный долинный	ЮВ	6,3	11,2	4 560	5 030	6 000
Кальбук	—»—	—»—	СВ	5,0	7,6	4 440	4 920	5 700
Без названия	—»—	—»—	С	6,2	6,9	4 400	4 970	5 940
Без названия	Шахдара	—»—	С, СВ	4,6	6,4	4 220	4 650	5 200
Тангджирау	Пяндж	долинный	В, ЮВ	5,8	5,1	4 830	5 190	5 800
Хребет Музкол (больше 7,5 км²)								
Советских Офицеров	Кудара	сложный долинный	З, СЗ	7,8	13,6	4 520	5 250	6 060
Без названия	—»—	—»—	СВ	8,2	9,7	4 420	5 270	6 140
Без названия	—»—	—»—	СВ, С	9,2	9,2	4 500	5 150	5 900
Азыкташ	—»—	—»—	В	11,0	8,5	3 860	4 710	5 600
Без названия	—»—	—»—	С	7,0	8,2	4 480	5 270	6 070
Без названия	—»—	долинный	С	6,0	8,2	4 640	5 080	5 700
Хребет Зулумарт (больше 10 км²)								
Сев. Зулумарт	Сауксай	сложный долинный	СВ, С	11,6	29,1	4 380	5 000	5 830
Володарского	оз. Каракуль	—»—	С, СВ	9,3	18,1	4 500	4 900	5 750
Без названия	Сауксай	—»—	В, СВ	6,5	11,2	4 360	5 120	6 030
Без названия	—»—	—»—	В	7,2	11,1	4 630	5 290	6 030
Без названия	оз. Каракуль	сложный долинный	СВ	6,9	10,5	4 570	5 000	5 440
Сарыкольский хребет (больше 5 км²)								
Кара-Арт	оз. Каракуль	сложный долинный	С	6,0	7,9	4 860	5 300	5 700
Без названия	—»—	—»—	З	5,8	6,5	4 610	5 200	5 570
Без названия	—»—	—»—	СЗ	6,2	6,2	4 620	5 250	5 710
Буз-Чубек	—»—	долинный	С	4,5	5,4	4 690	5 250	5 720
Северо-Аличурский хребет (больше 5 км²)								
Без названия	Сарезское оз.	сложный долинный	СВ, С	5,1	7,1	4 640	5 120	5 590
Без названия	—»—	—»—	СВ	7,0	5,8	4 280	4 930	5 650
Без названия	—»—	—»—	СВ	4,9	5,1	4 700	5 030	5 400
Ваханский хребет (больше 5 км²)								
Кара-Джилга	оз. Зоркуль	сложный долинный склоновый	С	6,2	10,5	4 510	4 880	5 790
Без названия	—»—	сложный долинный	СЗ	2,8	5,5	4 650	5 000	5 350

Таблица 27

Крупнейшие ледники Гиссаро-Алая

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* конца	фирновой линии	высшей точки
Алайский хребет, северный склон								
Арчабаши	Сох	сложный долинный	С	12,3	25,4	3 100	3 900	4 900
Гезарт	Араван	долинный	СВ, СЗ	8,5	9,8	3 800	4 350	4 900
Алайский хребет, южный склон								
Абрамова	Кызыл-Суу	сложный долинный	С	9,0	25,2	3 670	4 150	4 960
Дарапиоз	Сурхоб	—«—	В, Ю	11,4	21,5	2 720	3 600	4 550
Иштансалды	—«—	—«—	В	9,8	15,7	2 820	4 000	5 500
Джаманкырчин	—«—	котловинный	ЮЗ	6,8	13,4	3 960	4 050	4 200
Янгидаван	—«—	сложный долинный	Ю, ЮЗ	7,8	12,4	3 520	4 000	4 700
Тамдыкуль	—«—	—«—	В	10,1	9,5	2 400	3 500	5 200
Джаманкырчин	—«—	котловинный	ЮВ, ЮЗ	4,9	8,5	3 740	4 150	4 800
Туркестанский хребет, северный склон								
Шуровского	Исфара	сложный долинный	С	11,6	21,4	3 280	3 940	5 340
Каратур	—«—	долинный	С	6,6	10,8	3 360	3 820	5 480
Аксу	—«—	—«—	С	11,4	17,4	3 140	3 680	4 500
Туркестанский хребет, южный склон								
Зеравшанский	Зеравшан	дендритовый	З	27,8	132,6	2 810	4 000	5 200
Преображенского-Рама	—«—	—«—	ЮВ	12,8	54,0	3 100	4 100	5 070
Россинч	—«—	сложный долинный	ЮВ	11,3	17,8	3 250	4 060	4 800
Зеравшанский хребет, северный склон								
Шахисафед	Зеравшан	сложный долинный	СВ	9,2	14,1	3 000	3 540	4 600
Парах	—«—	—«—	С	6,8	9,4	3 280	3 780	4 400

Таблица 28

Распределение оледенения Тянь-Шаня по гидрологическим бассейнам

Бассейн реки или озера	*Число ледников*	*Площадь оледенения, км²*	*Объем воды в ледниках, км³*
Р. Сырдарья	2 878	1 665,0	71,47
В том числе:			
р. Нарын	2 126	1 369,7	64,39
р. Карадарья	235	80,5	1,90
р. Чирчик	371	179,0	4,31
р. Арысь	146	35,8	0,87
Р. Чу	1 012	730,0	25,90
Реки Асса и Талас	281	164,7	4,82
Р. Или	728	756,0	44,62
Оз. Иссык-Куль	815	650,4	23,12
Оз. Чатыр-Кёль	9	3,2	0,07
Р. Тарим	1 867	3 342,0	293,37
В том числе:			
р. Какшаал	586	688,3	42,78
р. Сары-Джаз	1 301	2 653,7	250,59
В целом по Тянь-Шаню	7 590	7 311,3	463,37

Таблица 29

Морфологические типы ледников Тянь-Шаня

Область	Дендритовые и сложные долинные		Долинные и карово-долинные		Каровые		Висячие, присклоновые, кулуарные		Плоских вершин		Всего	
	число	площадь, км²	число	площадь, км²	число	площадь, км²	число	площадь, км²	число	площадь, км²	число	площадь, км²
Западный Тянь-Шань и Ферганский хр.	14	43,4	259	302,9	739	250,8	136	35,0	—		1 148	632,1
Северный Тянь-Шань	4	17,4	531	1 095,4	521	211,2	325	152,1	18	7,0	1 399	1 483,1
Внутренний Тянь-Шань	53	544,0	1 009	2 040,8	1 260	512,5	460	139,7	200	202,5	2 982	3 439,5
Центральный Тянь-Шань	11	1 065,6	233	488,2	196	89,5	106	31,2	14	5,7	560	1 680,2
Всего...	82	1 670,4	2 032	3 927,3	2 716	1 064,0	1 027	358,0	232	215,2	6 089	7 234,9

Таблица 30

Распределение ледников Тянь-Шаня по размерам их площади

Область	Менее 1,1		1,1—5,0		5,1—10,0		10,1—25,0		Более 25,0		Всего	
	число	площадь	число	площадь	число	площадь	число	площадь	число	площадь	число	площадь
Западный Тянь-Шань и Ферганский хр.	1 323	359,7	128	256,9	5	32,5	—	—	—	—	1 456	649,1
Северный Тянь-Шань	1 327	421,9	327	705,2	35	238,6	4	59,1	2	68,3	1 695	1 493,1
Внутренний Тянь-Шань	2 996	898,5	619	1 323,9	79	546,4	31	440,9	7	272,1	3 732	3 481,8
Центральный Тянь-Шань	547	179,8	124	262,3	24	161,3	6	98,0	6	985,9	707	1 687,3
Всего...	6 193	1 859,9	1 198	2 548,3	143	978,8	41	598,0	15	1 326,3	7 590	7 311,3

Таблица 31

Крупнейшие ледники Тянь-Шаня

Название ледника	Бассейн реки	Морфологический тип	Экспозиция	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца	фирновой линии	высшей точки
ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ								
Таласский хребет								
Вокруг Света	Талас	котловинный	С	3,6	6,8	3 180	3 650	4 110
СГП	—«—	—«—	С	4,4	6,4	3 220	3 700	3 980
Без названия	Арысь	—«—	С	3,5	5,3	3 200	3 750	4 100
Ферганский хребет								
Пальгова	Нарын	сложный долинный	СВ	5,4	7,4	3 430	4 040	4 660
Без названия	—«—	—«—	СВ	4,3	6,6	3 590		4 640
СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ								
Киргизский хребет								
Без названия	Ноуруз, Чу	долинный	С	6,5	10,0	3 300	4 100	4 600
Голубина	Алаарча, Чу	—«—	С	5,6	9,4	3 400	3 860	4 420

Продолжение таблицы 31

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м*		
						конца	*фирновой линии*	*высшей точки*
Шопокова	Аламедин, Чу	долинный	С	7,0	8,8	3 230	4 150	4 880
Туюк (новый)	Алаарча, Чу	—«—	СЗ	6,1	8,5	3 390	3 800	4 500
Хребет Заилийский Алатау								
Корженевского	Чилик, Или	долинный	Ю	11,7	38,0	3 270	3 950	5 020
Богатырь	—«—	котловинный	В	9,1	30,3	3 420	4 020	4 580
Дмитриева	Левый Талгар, Или	—«—	С	5,3	17,4	3 400	3 940	4 520
Шокальского	Средний Талгар, Или	—«—	С	4,7	10,8	3 370	3 930	4 540
Горного Института	Тургень, Или	—«—	С	4,5	9,8	3 450	3 860	4 410
Григорьева	Иссык, Или	долинный	С	4,7	8,9	3 400	3 850	4 500
Хребет Кюнгёй Ала-Тоо								
Жангырык	Чилик, Или	котловинный	В	8,9	17,7	3 370	3 950	4 520
Новый	—«—	—«—	С	6,4	13,2	3 370	4 000	4 640
Южный Жангырык	—«—	долинный	С	8,0	9,2	3 370	4 000	4 690
Чон-Аксу	оз. Иссык-Куль	—«—	ЮЗ	6,1	8,1	3 380	4 050	4 600
ВНУТРЕННИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ								
Хребет Терскей Ала-Тоо								
Колпаковского	Сары-Джаз	сложный долинный	Ю	10,0	30,4	3 660	4 300	4 750
Без названия	—«—	—«—	Ю	6,7	16,9	3 700	4 200	5 280
Каракол-Тор	—«—	—«—	СВ	8,0	14,0	3 780	4 380	5 000
Без названия	—«—	долинный	ЮВ	6,1	12,7	3 980	4 200	4 720
Без названия	—«—	—«—	ЮЗ	7,5	11,1	3 840	4 325	5 040
Конорулен	оз. Иссык-Куль	сложный долинный	С	5,8	11,1	3 360	3 920	4 760
Без названия	Малый Нарын	долинный	ЮЗ	6,8	10,5	3 610		4 630
Без названия	Сары-Джаз	—«—	Ю	6,0	10,4	3 800	4 100	4 940
Без названия	—«—	висячий долинный	Ю	5,8	10,0	3 800	4 210	4 700
Попова	Нарын	сложный долинный	ЮВ	6,3	9,9	3 830		4 780
Григорьева	—«—	плоской вершины	Ю	4,0	8,3	4 160		4 550
Хребет Ак-Шыйрак								
Петрова	Кара-Сай, Нарын	сложный долинный	СЗ	11,3	69,8	3 730	4 270	4 900
Северный Карасай	—«—	—«—	Ю	12,2	49,2	3 800	4 160	4 950
Джаман-Су	Уч-Кёль, Сары-Джаз	—«—	В	10,4	39,0	3 400	4 150	5 040
Коянды	—«—	—«—	В	8,0	24,3	3 850	4 200	5 000
Южный Карасай	Кара-Сай, Нарын	—«—	ЮВ	7,2	16,0	3 880		4 980
Давыдова	Тарагай, Нарын	—«—	СЗ	5,8	11,6	3 720	4 160	4 840
Чомой	Уч-Кёль, Сары-Джаз	—«—	СВ	5,1	11,2	3 600	4 250	5 040
Хребты Джетим и Борколдой								
Без названия	Малый Нарын	долинный	С	5,5	10,2	3 600		4 600
Без названия	Каракол, Нарын	сложный долинный	СЗ	9,6	13,4	3 870	4 370	5 070
Хребет Какшаал-Тоо								
Комарова	Какшаал	долинный	С	10,7	29,3	3 900	4 050	5 210
Без названия	Чон-Узенгю-Кууш	—«—	С	12,1	27,1	3 620	4 090	4 560
Без названия	Какшаал	—«—	С	11,6	27,3	3 840	4 360	5 840
Мушкетова	Чон-Узенгю-Кууш	—«—	С	13,3	23,0	3 940	4 570	5 200
Ак-Огуз	Ак-Шыйрак	—«—	С	7,4	20,1	3 730		5 150
Наливкина	Чон-Узенгю-Кууш	—«—	С	13,2	19,5	3 960	4 680	5 700
Без названия	Какшаал	—«—	С	8,2	16,2	3 880	4 460	4 800
Без названия	Ак-Шыйрак	—«—	С	11,3	15,3	3 900		5 160
Без названия	—«—	—«—	С	10,9	15,3	3 300		5 390
Жангарттынбаши зап.	—«—	—«—	С	9,5	15,7	3 530		5 355

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* конца	фирновой линии	высшей точки
Чулоктор	Ак-Шыйрак	долинный	СЗ	10,7	15,0	3 640		5 320
Маллицкого	Чон-Узёнгю-Кууш	—«—	С	9,7	14,9	3 670	4 600	5 010
Без названия	—«—	—«—	С	6,3	13,5	4 000	4 590	5 170
Без названия	—«—	—«—	С	6,7	13,3	4 300	4 670	5 040
Корженевского	—«—	—«—	С	7,2	12,8	3 860	4 700	5 640
Без названия	Ак-Шыйрак	—«—	СЗ	11,1	12,1	3 600		5 150
Жангарттынбаши вост.	—«—	—«—	С	8,2	10,9	3 630		4 940
Сауктор	—«—	—«—	СЗ	6,0	10,1	3 960		5 060
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ								
Южный Иныльчек	Сары-Джаз	дендритовый	СЗ	60,5	567,2	2 800	4 580	7 440
Северный Иныльчек	—«—	сложный долинный	З	32,8	181,2	3 400	4 750	7 000
Каинды	—«—	—«—	З	29,0	84,1	3 400	4 440	5 720
Мушкетова	—«—	дендритовый	З	20,5	68,7	3 440	4 100	5 490
Семенова	—«—	—«—	СЗ, З	20,2	56,6	3 340	4 250	5 820
Симонова	Или, Балхаш	сложный долинный	С, СВ	9,2	28,1	3 490	4 020	5 840
Канджайлаю	Сары-Джаз	—«—	З	11,4	23,6	3 160	4 230	5 700
Мраморной Стены	Или, Балхаш	—«—	СЗ	7,8	22,5	3 350	3 960	6 150
Куюкап	Сары-Джаз	долинный	З, СЗ	12,9	18,4	3 380	4 480	5 890
Без названия	—«—	—«—	З	7,5	12,4	2 900	3 780	5 260
Без названия	—«—	—«—	СЗ	6,0	11,0	3 450	4 000	5 580
Самойловича	—«—	—«—	СЗ	8,0	10,1	3 440	4 320	5 140

Таблица 32

Ледники Джунгарского Алатау (в пределах СССР), имеющие площадь более 5 км²

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* конца	фирновой линии	высшей точки
Северный хребет								
Хейердала	Биен	долинный	С	3,8	6,2	3 130	3 440	4 010
Аболина	—«—	котловинный	С	4,5	8,1	3 140	3 510	4 060
Дальний	Ак-Суу	шлейфовый	С	2,0	5,6	3 240	3 560	3 930
Гагарина	Сарканд, Ак-Суу	долинный	С	4,8	5,6	3 110	3 640	4 230
Авсюка	—«—	—«—	С	4,7	6,2	3 110	3 640	4 260
Абая	—«—	—«—	С	10,9	13,2	2 830	3 620	4 560
Герасимова	—«—	котловинный	С	6,8	8,0	2 920	3 530	4 360
Маркова	—«—	долинный	С	5,5	5,3	2 920	3 540	4 070
Щукина	—«—	сложный долинный	СЗ	5,5	7,5	3 110	3 630	4 080
Калесника	Аганакты, Лепса	долинный	С	8,1	15,3	2 940	3 520	4 340
Сатпаева	—«—	—«—	С	5,5	7,5	2 950	3 520	4 340
Берга	—«—	—«—	С	8,0	16,7	2 850	3 570	4 170
Архиповой	—«—	—«—	СВ	2,5	5,6	3 160	3 480	4 000
Лепсинский	Лепса	—«—	С	5,3	6,2	2 980	3 480	4 050
Некрасова	Тентек	котловинный	С	5,8	10,9	3 120	3 640	4 100
Короленко	Тентек	котловинный	СЗ	6,2	9,5	3 000	3 590	4 100

Продолжение таблицы 32

Название ледника	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* конца	фирновой линии	высшей точки
Хребет Каратау								
Тронова	Кора	котловинный	С	7,9	12,4	2 960	3 520	3 920
Безсонова	—«—	долинный	С	6,0	12,6	2 880	3 420	3 900
Сапожникова	—«—	—«—	С	4,2	5,0	2 960	3 520	3 920
Хребты Токсамбай и Тышкантау								
Черкасова	Коксу, Каратал	долинный	С	5,7	6,1	2 940	3 460	4 010
Аркашева	Хоргос	—«—	В	4,4	6,0	3 260	3 590	4 010
50 лет Казахстана	—«—	сложный долинный	СВ	5,4	5,6	2 940	3 690	4 240
Панфилова	—«—	долинный	ЮВ	4,9	5,3	3 570	3 940	4 200
Воейкова	Чижин	сложный долинный	Ю	8,6	13,6	2 720	3 580	4 250
Гляциологов	Усек	долинный	СЗ	5,8	5,9	3 160	3 600	4 020

Таблица 33

Распределение ледников Джунгарского Алатау по основным группам морфологических типов

Группа морфологических типов	*Число ледников*	*% от общего числа*	*Площадь, км²*	*% от общей площади*
Ледники долин (сложные долинные, долинные, котловинные, карово-долинные)	279	20,4	613,2	61,3

Продолжение таблицы 33

Группа морфологических типов	*Число ледников*	*% от общего числа*	*Площадь, км²*	*% от общей площади*
Ледники каров (каровые, карово-висячие, висячие каровые)	439	32,1	214,3	21,4
Ледники склонов (шлейфовые, висячие, присклоновые, кулуаров)	632	46,1	163,5	16,4
Ледники плоских вершин	19	1,4	9,0	0,9
В с е г о...	1 369	100	1 000,0	100

ПРИЛОЖЕНИЕ № 3

Характеристики ледников зарубежной Азии

Таблица 1

Оледенение гор Центральной Азии и Гималаев

Горная система	*Площадь оледенения, км²*	*Запас воды в ледниках, км³*	*Высота над ур. м., м* концов ледников	снеговой линии	высшей точки хребта
Гиндукуш и Хиндурадж	5 900	420	3 400—3 800	4 300—5 100	7 690
Каракорум	15 400	2 640	2 880—4 000	4 600—6 200	8 611
Гималаи	33 050	3 505	2 750—4 700	4 300—6 200	8 882
Восточный Памир	2 257	180	2 850—4 300	4 500—5 400	7 719
Куньлунь	11 640	760	4 100—5 200	4 700—5 800	7 723
Наньшань	1 973	86	3 860—5 300	4 300—5 360	6 346
Гандисышань	2 190	120	5 200—5 700	5 800—6 000	7 315
Тангла	2 080	130	4 500—5 400	5 400—5 700	6 800
Ньенчен-Тангла	7 540	530	4 200—5 500	4 500—5 700	7 088
Хэнгдуаньшань	1 460	94		4 600—5 500	7 590
Внутренний Тибет	3 190	140		5 600—6 200	6 800
Восточный Тянь-Шань	9 196	1 011	2 750—4 000	3 800—4 400	7 439
Монгольский Алтай	840	45	2 240—3 800	3 000—4 000	4 356
И т о г о...	96 716	9 661	2 240—5 700	3 000—6 200	8 882

Таблица 2

Современное оледенение Восточного Тянь-Шаня на территории КНР
[по Glacier Inventory... V.III. Parts 1—4. 1986, 1987]

№ части ката-лога	Бассейн, хребты	Коли-чест-во лед-ников	Площадь оледене-ния, км²	Объем льда, км³	Высота над ур. м., м: низшей точки концов ледников	фирновой линии	высшей точки бассейна
I	Бассейн р. Тарим (восточные и южные склоны хребтов Какшаал-Тоо, Меридионального, Халыктау, Нарат)	2 690	4 670,4	718,5	2 680	4 100—4 500	6 934
II	Бассейн р. Или (северные склоны хребтов Халыктау и Нарат, южные склоны хребтов Боро-Хоро и Ирен-Хабырга)	2 373	2 022,7	142,2	2 520	3 500—4 000	5 397
III	Джунгарский бассейн (южные склоны хр. Джунгарский Алатау, северные склоны хребтов Боро-Хоро, Ирен-Хабырга, Укэн)	3 101	2 091,6	129,9	2 600	3 650—4 150	5 300
IV	Восточная оконечность Восточного Тянь-Шаня (хребты Богдошань, Баркультаг, Карлыктаг)	744	411,4	20,1	3 140	3 650—4 500	5 445
	Всего...	8 908	9 196,1	1 010,7	2 590	3 500—4 500	6 934

Таблица 3

Крупнейшие ледники Тянь-Шаня на территории КНР [по Glacier Inventory... V.III. 1986, 1987]

Название ледника	Координаты: с. ш.	в. д.	Морфологический тип	Экспозиция: области аккумуляции	области абляции	Длина, км	Площадь, км²	Объем, км³	Высота над ур. м., м: конца ледника	фирновой линии	высшей точки
I. Бассейн р. Тарим											
	41°55',2	80°00',2	дендритовый	ЮВ	ЮВ	41,5	337,85	99,33	2 780	4 350	7 434
Тугбеличи	42°08',54	80°20',97	—»—	В	В	36,1	313,69	90,03	2 680	4 200	6 934
Укур (Карагюль)	42°15',79	80°22',77	сложный долинный	В	В	32,4	184,95	44,94	2 790	4 240	6 245
	41°56',95	80°08',41	дендритовый	ЮВ	ЮВ	23,8	165,38	38,86	3 080	4 300	7 434
Музарт	42°17',43	81°02',16	—»—	З	З	33,0	137,70	30,57	2 950	4 220	6 627
	42°01',92	80°22',20	—»—	ЮВ	ЮВ	17,9	99,61	19,92	3 180	4 200	6 640
	41°48',77	80°10',20	сложный долинный	Ю	ЮВ	26,0	83,56	15,79	3 060	4 350	6 040
	42°00',49	80°35',40	—»—	ЮВ	Ю	21,0	73,63	13,40	2 860	4 200	6 588
	42°12',97	81°00',13	—»—	ЮЗ	ЮЗ	18,0	51,12	8,28	3 135	4 200	6 250
	41°55',75	79°51',76	—»—	Ю	Ю	16,5	45,91	7,16	3 300	4 400	5 550
Без названия	41°01',40	77°46',25	—»—	С	С	12,8	39,2	5,84	3 640	4 280	5 363
	42°04',90	81°03',36	—»—	З	З	12,5	36,0	5,22	3 550	4 300	5 458
Без названия	41°00',14	77°40',95	сложный долинный	С	СЗ	15,2	34,77	4,97	3 520	4 200	5 620
	41°56',61	80°33',87	—»—	ЮВ	ЮВ	12,0	33,76	4,79	3 320	4 180	5 714
	42°12',48	80°54',55	—»—	З	З	18,0	32,88	4,60	3 600	4 200	6 627
Без названия	41°54',56	79°54',60	котловинный	В	В	7,2	30,28	4,15	3 920	4 500	5 557
—»—	40°58',78	77°27',74	сложный долинный	ЮЗ	ЮЗ	7,9	31,40	4,33	3 980	4 400	5 222
—»—	42°19',16	80°40',75	котловинный	ЮВ	ЮВ	8,1	29,40	3,97	3 700	4 300	5 638
—»—	41°58',25	80°30',08	сложный долинный	Ю	ЮЗ	12,0	28,60	3,83	3 145	4 270	6 588
	42°15',88	81°05',38	—»—	ЮВ	ЮВ	13,6	28,60	3,82	3 300	4 400	6 600

Продолжение таблицы 3

Название ледника	Координаты		Морфологический тип	Экспозиция		Длина, км	Площадь, км²	Объем, км³	Высота над ур. м., м		
	с. ш.	в. д.		области аккумуляции	области абляции				конца ледника	фирновой линии	высшей точки
II. Бассейн р. Или											
	42°23',47	80°58',89	сложный долинный	З	З	13,8	48,60	7,73	2 720	3 960	5 382
Без названия	42°19',65	80°31',31	котловинный	С	СЗ	14,0	44,32	6,87	3 300	4 000	5 397
—»—	42°22',89	81°39',17	сложный долинный	С	С	14,4	39,69	5,91	3 020	3 980	5 184
—»—	43°55',78	83°43',59	—»—	Ю	Ю	11,0	35,06	5,01	2 920	3 800	4 451
—»—	42°20',40	81°06',50	—»—	С	С	12,0	34,96	5,0	2 640	3 940	5 900
—»—	42°22',01	81°45',46	—»—	С	С	12,5	32,67	4,57	3 000	3 900	4 770
III. Джунгарский бассейн											
—»—	43°30',19	84°56',37	котловинный	СВ	СВ	9,0	39,60	5,90	3 400	4 000	4 541
—»—	43°34',55	85°06',02	сложный долинный	С	СВ	11,5	30,16	4,13	3 380	4 040	5 250
—»—	43°33',08	85°10',11	—»—	СВ	СВ	14,6	26,62	3,49	3 340	4 170	5 250
Без названия	43°57',70	83°44',76	сложный долинный	СВ	С	14,0	22,96	2,87	2 940	3 380	4 715
—»—	43°30',97	85°09',07	—»—	Ю	ЮЗ	9,0	22,39	2,78	3 520	4 140	4 787
—»—	43°36',73	85°03',22	—»—	С	С	10,4	21,04	2,55	3 360	4 100	5 076
IV. Восточная оконечность Тянь-Шаня											
Без названия	43°47',78	88°22',74	сложный долинный	СВ	СВ	7,4	10,27	0,99	3 330	3 860	5 445
—»—	43°46',43	88°27',71	—»—	С	В	6,4	10,21	0,98	3 390	3 870	4 900
—»—	43°47',43	88°19',43	котловинный	СЗ	СЗ	6,0	7,47	0,64	3 540	3 920	5 213
—»—	43°46',26	88°22',40	долинный	В	Ю	7,1	5,61	0,44	3 380	4 050	5 445
—»—	43°03',15	94°20',84	—»—	ЮЗ	ЮЗ	6,5	6,59	0,54	3 610	4 170	4 888
—»—	43°05',14	94°17',66	котловинный	СЗ	СЗ	4,6	5,46	0,42	3 680	4 100	4 740
—»—	43°04',51	94°22',39	долинный	СВ	СВ	5,5	5,23	0,40	3 570	4 130	4 850

Таблица 4

Распределение ледников Восточного Тянь-Шаня на территории КНР по размерам их площади

Размеры ледников, км²	Число ледников	% от общего числа	Площадь оледенения, км²	% от общей площади	Площадь среднего ледника, км²
I. Бассейн р. Тарим					
Менее 0,5	1 675	62,3	365,4	7,8	0,22
0,5—5,0	911	33,8	1 267,9	27,2	1,31
5,01—30,0	86	3,2	912,6	19,5	10,61
Более 30,0	18	0,7	2 124,5	45,5	118,03
Всего...	2 690	100	4 670,4	100	1,74
II. Бассейн р. Или					
Менее 0,5	1 662	70,0	317,2	15,7	0,19
0,5—5,0	640	27,0	880,6	43,5	1,38
5,01—30,0	65	2,7	589,6	29,2	7,53
Более 30,0	6	0,3	235,3	11,6	39,21
Всего...	2 373	100	2 022,7	100	0,85

Продолжение таблицы 4

Размеры ледников, км²	Число ледников	% от общего числа	Площадь оледенения, км²	% от общей площади	Площадь среднего ледника, км²
III. Джунгарский бассейн					
Менее 0,5	2 215	71,4	402,8	19,2	0,18
0,5—5,0	825	26,6	1 023,3	48,9	1,24
5,01—30,0	58	1,9	563,9	27,0	9,72
Более 30,0	3	0,1	101,6	4,9	33,87
Всего...	3 101	100	2 091,6	100	0,67
IV. Восточная оконечность Тянь-Шаня					
Менее 0,5	533	71,6	93,5	22,7	0,18
0.5—5,0	203	27,3	258,6	62,9	1,27
5,01—15,0	8	1,1	59,3	14,4	7,40
Всего...	744	100	411,4	100	0,55

Таблица 5

Распределение ледников Монгольского Алтая на территории Китая по бассейнам рек

Бассейн	Число ледников	% от общего числа	Площадь оледенения, км²	% от общей площади	Средняя высота снеговой линии, м
Р. Иртыш					
Хабахэ	35	8,4	19,5	6,7	2 800—2 900
Бургинхэ	302	72,6	247,5	84,4	2 950—3 300
Келаньхэ	1	0,2	0,3	0,1	—
Харериксхэ	11	2,7	1,2	0,4	—
Истоки р. Иртыш	41	9,9	7,5	2,6	3 350
Лхастэхэ	13	3,1	13,3	4,5	3 310—3 350
Всего...	403	96,9	289,3	98,7	2 800—3 350
Озера Улунгур и Бага					
Хододохэ	6	1,4	2,7	0,9	—
Улунгурхэ	7	1,7	1,2	0,4	3 350
Всего...	13	3,1	3,9	1,3	3 350
Итого по всей китайской части Монгольского Алтая	416	100	293,2	100	2 800—3 350

Таблица 6

Крупнейшие очаги оледенения Монгольского Алтая на территории Монгольской Народной Республики

Район, отметка высшей точки	Площадь оледенения, км²	Район, отметка высшей точки	Площадь оледенения, км²
Г. Хуйтэн (4 356)	75,0	Г. Мунх-Хайран-Ула (4 362)	47,0
Г. Цаста-Ула (4 208)	80,0	Г. Цаст-Богдо (4 090)	10,5
Г. Сайр-Ула (3 981)	11,0	Г. Тургэн (3 978)	44,0
		Г. Хархираа (3 966)	47,0

Таблица 7

Распределение ледников Наньшаня по бассейнам рек

Бассейны рек	Число ледников	% от общего числа	Площадь оледенения, км²	% от общей площади	Объем льда, км³	% от общего объема
Реки, текущие в Коридор Хэси						
Шиянхэ	141	4,9	64,8	3,3	2,1	2,2
Хэйхэ	428	15,0	129,8	6,6	3,3	3,5
Бэйдахэ	650	22,7	290,8	14,7	10,4	10,9
Сулахэ	639	22,3	589,6	29,9	33,3	34,9
Данхэ	336	11,8	259,6	13,2	12,4	13,0
Итого...	2 194	76,7	1 334,7	67,7	61,5	64,5
Реки, текущие в озера Кукунор, Хара и в озера Цайдама						
Бухахэ	22	0,7	13,3	0,7	0,6	0,6
Хаэртэнхэ	250	8,8	322,5	16,3	18,6	19,5
Юйкахэ	83	2,9	46,7	3,4	2,3	2,4
Таталынхэ	85	3,0	104,1	5,3	6,1	6,4
Баинголхэ	11	0,4	2,9	0,1	0,1	0,1
Оз. Хара	106	3,7	89,3	4,5	5,0	5,2
Итого...	557	19,5	596,8	30,3	32,6	34,2
Бассейн р. Хуанхэ						
Датунхэ	108	3,8	41,0	2,0	1,3	1,3
Всего...	2 859	100	1 972,5	100	95,4	100

Таблица 8

Распределение ледников Наньшаня по отдельным хребтам

Название хребта	Высшая точка хребта, м	Число ледников	Площадь оледенения, км²	Объем льда, км³	Высота над ур. м., м		Крупнейшие ледники	
					концов ледников	снеговой линии	длина, м	площадь, км²
Циляньшань (Рихтгофена)	5 547	771	324,6	11,0	3 860—4 970	4 300—4 850	5,5	7,0
Лэнлунлин	4 843	244	103,0	3,3	4 040—4 580	4 300—4 660	2,7	3,2
Дасюэшань (Емашань)	5 480	203	159,5	9,1	4 260—5 200	4 540—5 020	10,1	21,9
Толайшань	5 197	179	46,2	1,1	4 160—4 900	4 400—4 730	2,2	3,5
Толайнаньшань (Русского Географического общества)	5 382	257	100,9	3,1	4 120—5 000	4 480—5 100	3,2	3,5
Сулэнаньшань (Зюсса)	5 826	494	557,5	32,9	4 280—5 240	4 600—5 250	8,8	19,1
Улан-Дабан (Данхэнаньшань, Гумбольдта)	5 665	227	160,1	6,8	4 300—5 330	4 640—5 010	6,5	7,2

Продолжение таблицы 8

Название хребта	Высшая точка хребта, м	Число ледников	Площадь оледенения, км²	Объем льда, км³	Высота над ур. м., м: концов ледников	Высота над ур. м., м: снеговой линии	Крупнейшие ледники: длина, м	Крупнейшие ледники: площадь, км²
Харананьшань	5 153	61	19,3	0,5	4 540—5 030	4 780	1,5	1,5
Чаханьэботу (Риттера)	5 280	25	15,9	0,4	4 600—4 880	4 770—4 950	3,5	4,5
Тургеньдабан	5 696	323	415,3	21,1	4 540—5 400	4 800—5 100	6,2	57,1
Цайдамошань	5 742	31	28,2	1,4	4 800—5 425	5 040—5 160	1,9	4,8
Эрдзиньшань	5 800	44	42,0	1,9	4 400—5 320	4 760—5 360	3,8	4,1
Всего...	—	2 859	1 972,5	95,4	3 860—5 425	4 300—5 360	6,2	57,1

Таблица 9

Морфологические типы ледников Наньшаня

Типы ледников	Число ледников	% от общего числа	Площадь оледенения, км²	% от общей площади	Объем льда, км³	% от общего объема
Долинные (простые и сложные)	227	7,9	752,1	38,2	53,8	56,4
Каровo-долинные	196	6,9	569,8	13,5	11,6	12,2
Каровые	545	19,1	396,4	20,1	13,1	13,7
Карово-висячие	415	14,5	170,5	8,6	4,3	4,5
Висячие	1 454	51,0	218,3	11,1	3,7	3,9
Присклоновые и горных вершин	22	0,6	169,4	8,5	8,9	8,3
Всего...	2 859	100	1 972,5	100	95,4	100

Таблица 10

Крупнейшие ледники Тибетского нагорья

Название ледника	Горный хребет	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца ледника	Высота над ур. м., м: снеговой линии	Высота над ур. м., м: пика
Ялунг	Куньлунь	30,4	131,3	5 150	6 020	6 778
Гелададонг	Тангла	12,8	35,0	5 395	5 820	6 543
Качин	Ньэнчен-Тангла	35	172	2 530	4 510	6 356
Хелукоу	Хенгдуаньшань	14,5	25,6	2 850	4 600	7 556

Таблица 11

Крупнейшие ледники Каракорума

Название ледника	Бассейн реки	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца	Высота над ур. м., м: снеговой линии
Ледники бассейна р. Инд					
Батура	Хунза	59	285	2 540	5 000
Хиспар	—»—	52	580	2 960	5 100
Вирджераб	—»—	38	250	3 440	5 050
Барпу-Сумайяр-Бар	—»—	32	200	2 800	4 800
Пасу	—»—	26	160	2 550	4 700
Язгиль	—»—	28	90	3 200	4 900
Карамбар	—»—	23	132	3 230	5 000
Минапин	—»—	16	125	2 160	4 900
Момхиль	—»—	24	60	2 860	4 900
Буалтар	—»—	22		2 200	4 600
Киавери		32	310		
Биафо	Бральду	68	420	3 100	5 100
Балторо	—»—	62	750	3 530	5 100
Панмах	—»—	44	410	3 590	4 900
Бральду	—»—	33	190	3 840	5 050
Чоголунгма	Шигар	45,5	290	2 750	4 900
Сиачен	Нубра, Шайок	76	750	3 550	5 300
Центр. Римо	Шайок	45	300	4 960	5 800
Хурдопин		38	280	3 330	5 000
Билафон	Сальторо, Шайок	24	156	3 750	5 300
Кондус	—»—	39	270	3 100	5 100
Гхондокор	—»—	21	90	3 500	5 050
Чоголиза	—»—	18	110	3 550	5 250
Южный Теронг	Нубра, Шайок	26	245	4 200	5 600
Сев. Теронг	—»—	14	110	4 050	5 600
Ледники бассейна р. Яркенд					
Кягир	Шаксгам	19	60	4 900	5 400
Сингхи	—»—	26	120	4 550	5 400
Без названия	—»—	28	60	4 300	5 200
Урдок	—»—	26	120	4 250	5 100
Гашербрум	—»—	25	75	4 230	5 300
Майзур Зап.	—»—	20	90	4 200	5 300
Сарполаго	Кырчин-булак	27	230	4 250	5 400
Скамри	—»—	41,5	400	4 100	5 100

ПРИЛОЖЕНИЕ № 4

Характеристики ледников зарубежной Европы

Таблица 1

Баланс массы ледников Шпицбергена [*Гляциология Шпицбергена*. 1985]

Название ледника	*Период наблюдений, гг.*	*Аккумуляция, г/см²*	*Абляция, г/см²*	*Баланс, г/см²*
Ловен Средний	1967/68—1980/81	+71	−111	−40
Бреггер	1966/67—1980/81	+68	−117	−49
Восточный Веринг	1966/67—1980/81	+59	−123	−64
Богер	1976/77—1980/81	+53	−106	−53
Лонгиер	1976/77—1980/81	+48	−103	−55
Бартиль	1975/76—1980/81	+40	−111	−65
Дауд	1977/78—1980/81	+63	−98	−36
14 Июля	1933/34	+89	−101	−12
Грёнфьорд Западный	1965/66—1966/67	+193	−260	−67

Таблица 3

Крупнейшие ледниковые комплексы Южной Норвегии (площадью более 10 км²) [по *Østrem, Ziegler*. 1969]

Название ледника	*Координаты*		*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м*	
	с. ш.	*в. д.*		*минимальная*	*максимальная*
Юстедальсбреен	61°40′	7°00′	486	295	1 980
Южный Фольгефонни	60°00′	6°20′	172	490	1 660
Средний Фольгефонни	60°10′	6°30′	13	1 050	1 580
Северный Фольгефонни	60°10′	6°30′	27	970	1 650
Хардангерёкулен	60°30′	7°20′	78	1 000	1 850
Снонипбреен	61°30′	6°40′	50	980	1 800
Харбарбреен	61°40′	7°40′	37	1 220	2 010
Спортеггбреен	61°40′	7°30′	30	1 240	1 750
Зиккельбреен	61°50′	7°40′	24	1 300	1 920
Гровбреен	61°30′	6°30′	24	1 000	1 500
Тистигбреен	62°00′	7°20′	23	1 200	1 890
Холабреен	61°50′	7°50′	22	1 400	2 000
Альфотбреен	61°40′	5°40′	19	850	1 380
Смётстаббреен	61°30′	8°10′	17	1 400	2 150
Тиндефьельсбреен	61°50′	7°10′	16	940	1 880
Фресвикбреен	61°00′	6°50′	14	1 150	1 660
Юстефонн	61°30′	6°30′	12	1 000	1 900

Таблица 2

Изменение оледенения Шпицбергена в XX в.

Район	*Период наблюдений, гг.*	*Площадь, км²*	*Сокращение площади*		*Объем льда, км³*	*Сокращение объема*	
			км²	*%*		*км³*	*%*
Северо-Восточная Земля	1936—1976	11 135	350	3,2	3 333	42,2	1,2
Западный Шпицберген:							
Северо-Восточный район	1900—1976	11 107	466	4,2	1 844	75,0	5,4
Северо-Западный район	1907—1976	4 314	302	6,8	1 015	119,2	9,3
Южный район	1900—1976	3 805	471	11,7	722	158,4	27,7
Центральный район	1912—1966	2 014	120	6,0	143	100	60,0
О. Баренца	1936—1976	490	14	2,9	98	6,5	4,6
О. Эдж	1936—1976	1 880	0	0	374	30,0	8,1
Земля Принца Карла	1906—1976	109	41	40,0	11	6,6	60,0
Всего...		34 854	1 764	5,1*	7 540	537,9	7,1*

* Таким образом, за указанные даты общее сокращение оледенения Шпицбергена составило по площади 5,1%, по объему — 7,1% от начального.

Таблица 4

Крупнейшие ледниковые комплексы Северной Норвегии и Швеции (площадью более 10 км²) [по *Østrem et al.* 1973]

Название ледника	*Координаты* *с. ш.*	*в. д.*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* *минимальная*	*максимальная*
Свартисен западный	66°40′	14°00′	221	90	1 580
Свартисен восточный	66°40′	14°10′	148	208	1 550
Блёменсизен	67°20′	16°00′	87	810	1 560
Окстиндбреен	66°00′	14°10′	46	750	1 740
Оксфьордёкулен	70°10′	22°00′	41	330	1 170
Салаёкна	67°10′	16°20′	33	830	1 680
Глиццецакка	68°00′	16°50′	25	870	1 600
Фростисен	68°10′	17°10′	25	840	1 710
Навнлос-бре-Гратадален	66°50′	14°30′	21	780	1 320
Сейландсёкулен	61°50′	23°20′	14	480	940
Струбреен (Коппангсбреен)	69°40′	20°10′	14	320	1 400
Стурраёкна	67°10′	16°30′	13	990	1 600
Альмиёкна	67°20′	16°20′	12	1 040	1 540
Навнлос-бре-Бейарн	66°40′	14°20′	12	760	1 560
Сторстейнсфьеллбреен	68°40′	18°00′	12	930	1 850
Партеёкна	67°10′	17°40′	11	1 080	1 860

Таблица 5

Распределение ледников Северной Норвегии и Швеции по размерам [*Østrem et al.* 1973]

Размеры ледников, км²	*Норвегия* *число*	*%*	*Швеция* *число*	*%*	*Всего* *число*	*%*
Меньше 0,5	777	69	199	54	976	66
0,5—3,0	278	25	139	38	417	28
3,1—10,0	55	5	26	7	81	5
Больше 10,0	12	1	5	1	17	1
В с е г о...	1 122	100	369	100	1 491	100

Таблица 6

Оледенение Альп по странам

Альпы	*Ледники* *число*	*площадь, км²*	*Многолетние снежники* *число*	*площадь, км²*	*Всего* *число*	*площадь, км²*
Швейцария	1 006	1 224,2	665	79,9	1 671	1 304,1
Австрия	878	561,1	218	17,9	1 096	579,0
Франция	465	369,2	464	31,7	929	400,9
Италия	835	526,3	396	23,9	1 231	550,2
ФРГ	5	1,1			5	1,1
Югославия	2	0,2			2	0,2
В с е г о...	3 191	2 682,1	1 743	153,4	4 934	2 835,5

Таблица 7

Крупнейшие ледники Французских Альп

Название ледника	*Координаты* *с. ш.*	*в. д.*	*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м* *конца ледника*	*фирновой линии*	*высшей точки*
Массив Монблан										
Мер-де-Гляс	45°57′	6°56′	Арв	сложный долинный	СЗ	12,3	33,1	1 470	2 920	4 240
Аржантьер	45°57′	7°00′	—«—	—«—	СЗ	9,2	15,6	1 450	2 850	4 120
Боссон	45°52′	6°47′	—«—	долинный	СЗ	8,2	10,5	1 210	3 050	4 800
Телефр	45°55′	6°59′	—«—	—«—	Ю	4,0	8,8	2 320	2 720	3 730
Тур	45°59′	6°57′	—«—	—«—	СЗ	5,0	8,5	2 170	2 750	3 430
Тре-ля-Тет	45°46′	6°47′	—«—	сложный долинный	З	7,2	8,2	2 100	2 780	3 670
Массив Пельву										
Бланк-де-Пельву	44°57′	6°13′	Дюранс	долинный	ЮВ	6,0	7,7	2 270	2 800	4 010
Ноир-де-Пельву	44°55′	6°23′	—«—	—«—		4,1	6,3	2 080	2 600	3 580
Грайские Альпы										
Такона	45°59′	6°51′	Арв	долинный	СЗ	5,4	5,8	1 520	2 800	4 300
Массив Вануаз										
Вануаз	45°01′	6°15′	Изер	ледниковый комплекс	—	—	12,5	2 450	3 060	3 680

Таблица 8

Крупнейшие ледники Швейцарских Альп

Название ледника	*Координаты*		*Бассейн реки*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м*		
	с. ш.	*в. д.*					*конца ледника*	*фирновой линии*	*высшей точки*
Бернские Альпы									
Большой Алечский	46°30′	8°02′	Рона	ЮВ, ЮЗ	24,7	86,8	1 540	3 150	4 140
Фишер	46°30′	8°09′	—»—	ЮВ, Ю	16,0	33,1	1 640	3 190	4 180
Нижнеаарский	46°34′	8°13′	Рейн	ЮВ, Ю	13,5	28,4	2 180	3 000	4 080
Верхнеалечский	46°25′	7°58′	Рона	ЮВ	9,1	21,7	2 180	3 160	3 860
Нижний Гриндельвальдский	46°35′	8°04′	Рейн	С	9,0	21,7	1 260	2 850	4 100
Ронский	46°37′	8°24′	Рона	Ю	10,2	17,4	2 140	2 950	3 620
Трифт	46°40′	8°22′	Рейн	СЗ	7,5	17,1	1 720	2 870	3 380
Кандерфирн	46°29′	7°48′	—»—	СВ	6,8	14,0	2 320	2 850	3 280
Гаули	46°37′	8°11′	—»—	В	6,8	13,7	2 140	2 900	3 600
Верхний Гриндельвальдский	46°37′	8°07′	—»—	СЗ	5,5	10,1	1 230	3 000	3 741
Ланг	46°28′	7°56′	Рона	ЮЮЗ	7,7	10,0	2 140	3 000	3 900
Среднеалечский	46°27′	8°02′	Рона	ЮВ	5,9	8,5	2 260	3 100	4 200
Стайн	46°42′	8°26′	Рейн	С	4,7	8,1	1 960	2 840	3 500
Плэйн Морте			—»—	С	4,0	9,8	2 320	2 750	2 960
Телли			Рона	ЮВ	2,5	9,6	2 580	3 040	3 440
Пенинские Альпы									
Горнер	45°58′	7°48′	Рона	СЗ	14,1	68,9	2 120	3 240	4 638
Финделен	46°00′	7°50′	—»—	ЗСЗ	9,3	19,1	2 320	3 450	4 200
Корбасьер	45°59′	7°18′	—»—	С	9,8	17,4	2 220	3 190	4 317
Цмутт	46°00′	7°38′	—»—	СВ	8,0	17,0	2 280	3 090	4 100
Фее	46°05′	7°53′	—»—	СВ	5,1	16,7	2 040	2 980	4 207
Отемма	45°57′	7°27′	—»—	ЮЗ	8,5	16,6	2 460	3 140	3 800
Циналь	46°04′	7°38′	—»—	С	8,0	16,2	2 000	3 090	4 364
Туртманн	46°08′	7°41′	—»—	ССЗ	5,8	13,1	2 260	3 220	4 510
Монт Мине	46°01′	7°33′	—»—	С	8,1	10,9	1 980	3 210	3 724
Аллалин	46°03′	7°56′	—»—	СВ	6,5	9,9	2 340	3 160	4 200
Бреней	45°58′	7°25′	—»—	ЮЗ	6,3	9,8	2 560	3 300	3 800
Ферпекль	46°01′	7°35′	—»—	СЗ	6,0	9,8	2 140	3 200	3 660
Рид	46°08′	7°51′	—»—	СЗ	6,3	8,3	2 060	3 340	4 260
Массив Бернина									
Мортератч	46°24′	9°56′	Инн	С	7,5	17,2	2 100	3 020	4 020
Розег Вадрет	46°23′	9°50′	—»—	С	5,2	8,7	2 180	3 150	3 560
Гларнские Альпы									
Хуффифирн	46°49′	8°51′	Рейн	Ю, З	7,0	13,7	1 740	2 760	3 320

Таблица 9

Крупнейшие ледники Итальянских Альп

Название ледника	*Координаты*		*Бассейн реки*	*Морфологический тип*	*Экспозиция*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота над ур. м., м*		
	с. ш.	*в. д.*						*конца ледника*	*фирновой линии*	*высшей точки*
Массив Монблан										
Миаж	45°48′	6°51′	Дора Балтеа, По	сложный долинный	ЮВ	10,0	11,3	1 775	3 050	4 306
Бренва	45°50′	6°54′	—«—	долинный	ЮВ	6,7	7,3	1 550	3 150	4 810
Массив Гран-Парадизо										
Триболязьон	45°31′	7°18′	Дора Балтеа, По	котловинный	СВ	2,1	5,8	2 675	3 280	4 061
г. Рутор										
Рутор	45°30′	7°00′	—«—	кароводолинный	СВ	8,4	9,5	2 523	3 000	3 486

Продолжение таблицы 9

Название ледника	Координаты с. ш.	в. д.	Бассейн реки	Морфологический тип	Экспозиция	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м конца ледника	фирновой линии	высшей точки
Пенинские Альпы										
Лис	45°54′	7°50′	Дора Балтеа, По	сложный долинный	ЮЗ	5,3	10,7	2 344	3 350	4 527
Большой Мюрайлес	45°57′	7°35′	—«—	карово-долинный		4,1	7,3	2 450	3 100	3 950
Большая Верра	45°55′	7°42′	—«—	долинный	Ю	5,2	6,1	2 290	3 160	
Бельведер	45°57′	7°53′	Тичино, По	—«—	СВ	6,0	5,1	1 756	3 160	4 560
Лепонтинские Альпы										
Дель-Осанд	46°24′	8°00′	Тичино, По	долинный	СВ	3,5	5,5	2 560	2 780	3 235
Массив Бернина										
Феллария Ориенталь	46°22′	9°56′	Адда, По	—«—	ЮВ, ЮЗ	5,0	8,0	2 550	3 200	3 906
Сцерстен Инфериор	46°22′	9°00′	—«—	котловинный	В	4,5	7,0	2 430	2 950	3 954
Сцерстен-Супериор	46°22′	9°10′	—«—	карово-долинный	Ю	3,0	5,0	2 550	3 050	4 021
Феллария-Оксиденталь	46°21′	9°55′	—«—	долинный	ЮЮВ	3,0	5,0	2 600	3 100	3 996
Массив Адамелло										
Мандрон	46°10′	10°32′	Сорка, По	котловинный	СВ	5,0	11,9	2 445	2 950	3 441
Лоббия	46°09′	10°34′	—«—	долинный	ССВ	3,3	6,1	2 480	2 950	3 381
Ларс	46°08′	10°00′	—«—	склоновый	СВ	4,2	6,0	2 700	3 030	3 462
Массив Ортлес-Чеведале										
Форно	46°24′	10°34′	Адда, По	сложный долинный	ССВ	5,5	13,2	2 320	3 000	3 680
Сольда	46°29′	10°35′	Адидже, По	долинный	С	4,2	6,5	2 400	2 910	3 899
Карасёр	46°27′	10°42′	—«—	карово-долинный	Ю	3,3	5,1	2 750	3 030	3 385
Ретийские Альпы										
Малаваль	46°57′	10°00′	Адидже, По	долинный	В	3,6	8,7	2 475	3 000	3 471
Валлелунга	46°48′	10°33′	—«—	—«—	СЗ	3,9	8,6	2 400	3 050	3 730

Таблица 10

Крупнейшие ледники Австрийских Альп

Название ледника	Координаты с. ш.	в. д.	Бассейн реки	Экспозиция	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м конца ледника	фирновой линии	высшей точки
Пастерце	47°07′	12°42′	Драва	ЮВ	9,2	20,0	2 070	2 940	3 700
Гепачфернер	46°31′	10°46′	Инн	ССВ	8,7	17,7	2 070	2 940	3 500
Оберзульцбах	47°07′	12°18′	—»—	СЗ	5,6	11,6	2 070	2 750	3 570
Гурглер	46°48′	10°59′	—»—	ССЗ	8,1	11,1	2 270	3 000	3 420
Миттельберг	46°55′	10°54′	—»—	ССВ	6,3	11,0	2 250	2 930	3 530
Фернагтфернер	46°53′	10°49′	—»—	ЮЮВ	3,3	9,6	2 720	3 110	3 620
Хинтерайсфернер	46°48′	10°46′	—»—	ВСВ	7,7	9,5	2 390	3 000	3 720
Шлятен	47°07′	12°23′	Драва	СВ	5,8	9,4	2 120	2 950	3 660
Шальф	46°47′	10°56′	Инн	СЗ	5.7	8,6	2 480	3 000	3 500
Хохйох	46°47′	10°49′	—»—	ССЗ	3,8	7,2	2 580	2 980	3 500
Ташах Восточный	46°54′	10°52′	—»—	ССЗ	6,1	6,7	2 250	2 980	3 760
Криммлер	47°05′	12°15′	—»—	СЗ	2,8	5,4	2 000	2 680	3 480
Шлегайс	46°59′	11°46′	—»—	СЗ	2,1	5,4	2 340	2 760	3 510
Умбаль	47°04′	12°15′	Драва	ЮЗ	4,3	5,2	2 380	2 970	3 440
Марцель	46°47′	10°53′	Инн	ССЗ	4,5	5,2	2 450	3 020	3 620

ПРИЛОЖЕНИЕ № 5

Характеристики ледников Канадской Арктики

Таблица 1

Крупнейшие ледники острова Аксель-Хейберг (крупнее 100 км²)

Название ледника	Бассейн	Координаты с. ш.	Координаты з. д.	Морфологический тип	Экспозиция	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца	фирновой линии	высшей точки
Мак-Гилл	прол. Нансена	79°54′	90°59′	купол	СВ	64,5	1 837,2	274	1 075	2 120
Айсберг	Странд-Фьорд	79°43′	92°22′	выводной	ЮЗ	58,4	776,8	0	762	1 844
Гуд-Фрайди	Сэрпрайз-Фьорд	78°37′	91°10′	межгорной долины	Ю	45,0	641,1	46	762	1 750
Миддл	Миддл-Фьорд	79°50′	93°33′	выводной	ЮЗ	41,3	529,2	114	792	1 783
Без названия	Глейшер-Фьорд	78°41′	90°08′	—»—	Ю	33,3	382,9	91	640	1 685
Томпсона	Экспедишн-Фьорд	79°28′	90°30′	—»—	Ю	35,5	230,3	50	1 040	1 804
Странд	Странд-Фьорд	79°06′	89°56′	—»—	ЮЗ	25,3	171,2	183	884	1 524
Без названия	—»—	79°08′	89°17′	—»—	СЗ	20,0	171,1	229	914	1 524
—»—	Ли-Фьорд	88°09′	93°19′	—»—	СЗ	24,3	166,5	213	732	1 585
—»—	прол. Свердруп	79°46′	95°11′	купол	З	22,5	155,2	152	610	823
—»—	Странд-Фьорд	78°59′	91°06′	выводной	С	25,8	149,3	122	975	1 027
Без названия	прол. Нансена	80°29′	92°37′	выводной	СВ	18,1	130,6	457	1 067	1 554
Финстервальдера	Странд-Фьорд	79°28′	90°30′	—»—	ЮЗ	31,9	124,9	50	1 040	1 804
Без названия	прол. Нансена	80°25′	92°02′	—»—	СВ	17,6	115,0	396	1 189	1 676
—»—	прол. Юрика	79°27′	88°56′	—»—	В	15,5	102,0	701	975	1 554

ПРИЛОЖЕНИЕ № 6

Характеристики ледников Северной Америки

Таблица 1

Крупнейшие ледники Каскадных гор и гор Олимпик

Название ледника	Горные вершины и хребты	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца ледника	высшей точки ледника
Вост. Деминг	г. Бейкер	5,5	14,0		3 292
Колеман-Рузвельт	—»—	5,1	10,5	1 372	3 292
Парк	—»—	5,9	5,4		3 292
Мазама	—»—	4,3	5,4		3 292
Бостон	Сев. Каскады	6,8	8,9		2 743
Мак-Аллишер	—»—	5,3	8,3		2 713
Южн. Каскадный	—»—	3,5	3,5		2 042
Эльдорадо	—»—	5,1	5,1		2 438
Шоколад	Глейшер-Пик	4,3	3,1	1 676	3 231
Эммонс	влк. Рейнир	9,3	14,7	1 524	4 389

Продолжение таблицы 1

Название ледника	Горные вершины и хребты	Длина, км	Площадь, км²	Высота над ур. м., м: конца ледника	высшей точки ледника
Тахома	вкл. Рейнир	9,0	14,7	1 372	4 389
Инграхам-Коутц	—»—	10,1	12,4	1 220	4 389
Винтроп	—»—	8,4	10,4	1 493	4 389
Карбон	—»—	8,7	9,8	1 036	2 896
Сев. Мових	—»—	6,4	8,3	1 311	4 267
Нискуолли	—»—	8,0	7,2	1 220	4 389
Южн. Мових	—»—	5,8	6,2	1 400	4 267
Русселл	—»—	4,8	5,9	1 890	3 048
Каутц	—»—	5,6	3,1	1 524	3 110
Пуайялуп	—»—	4,5	5,2	1 524	3 100
Блю	г. Олимпус	5,1	6,9	1 190	2 377
Хох	—»—	6,1	5,4	1 036	2 286
Вит	—»—	4,2	4,7	1 130	2 164

Таблица 2
Крупнейшие ледники Берегового хребта

Название ледника	*Бассейн*	*Координаты* с. ш.	з. д.	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота конца, м*
Дэвис	прол. Стивенс	57°30′	132°45′	41	770	0
Бэрд	прол. Фредерика	57°09′	132°40′	48	610	15
Таку	р. Таку	58°32′	134°08′	53	596	0
Южный Сойер	прол. Стивенс	57°49′	133°00′	48	551	0
Ле Конте	прол. Фредерика	56°53′	132°22′	37	465	0
Без названия	зал. Линн-Канал	59°14′	134°55′	37	400	45
Ллевелин	р. Атлин, Юкон	59°04′	134°05′	35	357	840
Без названия	зал. Линн-Канал	58°59′	134°42′	30	280	15
Гилкей	—»—	58°46′	134°30′	32	245	105
Сойер	прол. Стивенс	57°57′	133°04′	35	350	0
Поркупин	р. Стикин	56°57′	131°26′	26	240	75
Тулсекво	р. Таку	58°50′	133°47′	27	220	112
Норрис	зал. Таку	58°27′	134°11′	27	183	15
Грейт	р. Стикин	56°52′	131°55′	24	176	75
Франк-Макки	р. Насс	56°20′	130°05′	23	160	525
Скуд	р. Стикин	57°21′	131°20′	23	150	380
Райт	р. Таку	58°28′	133°30′	33	148	45
Чикамин	прол. Бем-Канал	56°03′	130°19′	26	140	335
Флуд	р. Стикин	57°10′	132°00′	28	140	75
Ледук	р. Унук	56°12′	130°22′	9	134	525
Без названия	р. Искут	56°54′	130°53′	23	131	525
—»—	р. Стикин	58°06′	132°24′	14	121	990
Чилкат	р. Чилкат	59°43′	135°43′	23	107	225
Паттерсон	прол. Фредерика	56°58′	132°36′	23	104	45
Бромлей	прол. Портланд-Канал	55°57′	129°45′	19	100	376
Менденхол	зал. Линн-Канал	58°29′	134°32′	21	100	15

Таблица 3
Крупнейшие ледники гор Св. Ильи

Название ледника	*Координаты* с. ш.	в. д.	*Бассейн*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота конца над ур. м., м*
Ледниковый комплекс Сьюард-Маласпина	60°00′	140°00′	залив Аляска	113	ок. 4 500	30
В том числе ледник Маласпина	59°55′	140°30′	—»—	45	2 195	30
Дендритовые и сложные долинные ледники:						
Хаббард	60°07′	139°17′	залив Якутат	115	ок. 20 000	0
Читина	61°00′	141°40′	р. Читина	88	нет сведений	630
Логан	60°56′	141°30′	—»—	ок. 80	—»—	ок. 800
Уолш	60°54′	141°20′	—»—	75	830	ок. 900
Ловель	60°17′	138°15′	р. Алсек	73	нет сведений	530
Дусти	60°24′	138°17′	р. Каскавуиш	54	—»—	840
Клутлан	61°27′	140°40′	р. Женерс	88	ок. 500	990
Каскавуиш	60°45′	138°45′	р. Каскавуиш	75	нет сведений	840
Донджек	61°05′	139°40′	р. Донджек	65	нет сведений	990
Твидсмюр	59°49′	138°10′	р. Алсек	64	—»—	225
Барнард	61°10′	141°35′	р. Читина	54	—»—	535
Гранд-Пацифик	59°10′	137°10′	залив Глейшер	46	490	0

Название ледника	*Координаты* *с. ш.*	*в. д.*	*Бассейн*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота конца над ур. м., м*
Гранд-Плато	59°03′	138°00′	залив Аляска	50	459	15
Джонс Гопкинс	58°47′	137°10′	залив Глейшер	26	310	0
Брэйди	58°30′	136°40′	пролив Айси-Стрейт	48	300	0
Стил	61°15′	140°10′	р. Донджек	35	300	1 295
Фэруэтер	58°50′	137°45′	залив Аляска	33	260	15
Фэрн Ритхи	60°07′	138°15′	р. Алсек	46	нет сведений	225
Алсек	59°12′	138°00′	р. Алсек	31	250	15
Мьюр	59°07′	136°23′	залив Глейшер	25	207	0
Фишер	60°07′	138°13′	р. Алсек	45	нет сведений	525
Кэрролл	59°04′	136°35′	залив Глейшер	42	200	15
Кэйсмент	59°00′	135°56′	залив Глейшер	32	181	15
Мержери	59°00′	137°10′	залив Глейшер	39	130	0
Ламплуг	58°50′	136°54′	залив Глейшер	31	128	0
Руссель	61°35′	141°55′	р. Уайт-Ривер	39	нет сведений	1 220
Клуэйн	60°55′	139°18′	р. Донджек	36	—»—	1 295
Новатак	59°26′	138°29′	р. Алсек	35	—»—	45
Хавкинс	61°13′	141°54′	р. Читина	35	—»—	500
Тэрнер	60°02′	139°40′	залив Якутат	32	—»—	0
Мельберн	59°20′	137°30′	р. Алсек	30	100	225

Таблица 4

Крупнейшие ледники гор Чугач

Название ледника	*Бассейн*	*Координаты* *с. ш.*	*з. д.*	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота конца над ур. м., м*
Беринга	залив Аляска	60°24′	143°15′	203	5 800	30
Колумбия	Колумбия-Бэй	61°07′	147°05′	66	1 370	0
Тана	р. Читина	60°40′	142°41′	68	нет сведений	460
Ятзе	Айси-Бэй	60°08′	141°10′	35	—»—	0
Харвард	Порт-Уэлс	61°20′	147°37′	39	500	0
Тазлина	р. Тазлина	61°37′	146°32′	47	398	565
Кник	р. Матануска	61°21′	148°21′	49	380	75
Нельчина	р. Нельчина	61°40′	146°55′	39	328	745
Матануска	р. Матануска	61°42′	147°35′	46	324	480
Мартин-Ривер	р. Коппер	60°30′	144°00′	48	290	75
Майлс	р. Коппер	60°39′	144°23′	52	нет сведений	45
Бремнер	р. Коппер	60°50′	143°20′	44	—»—	520
Колони	р. Матануска	61°13′	148°28′	29	237	105
Аллен	р. Коппер	60°47′	144°44′	31	230	75
Йале	Колледж-Фьорд	61°15′	147°35′	35	220	0
Уодворт	р. Коппер	60°59′	145°21′	23	185	135
Скотта	залив Аляска	60°39′	145°19′	24	160	135
Валдес	Порт-Валдес	61°12′	145°10′	34	158	105
Шоуп	Порт-Валдес	61°11′	146°36′	30	146	0
Якатага	залив Аляска	60°08′	142°08′	24	133	225
Шван	р. Коппер	60°57′	145°09′	23	131	105
Мирс	залив Унаквик	61°11′	147°28′	25	130	0
Маркус-Бейкер	р. Матануска	61°29′	147°57′	39	нет сведений	440
Фан	р. Коппер	60°42′	143°42′	34	—»—	395
Тиндаль	залив Аляска	60°08′	141°10′	35	—»—	0

Таблица 5

Крупнейшие ледники гор Кенай

Название ледника	*Бассейн*	*Координаты* с. ш.	*Координаты* з. д.	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота конца ледника над ур. м., м*
Ледниковый комплекс Спенсер-Блэкстоун						
Спенсер	залив Тёрнанген-Арм	60°40′	148°57′	19	82	45
Блэкстоун	залив Аляска	60°39′	148°43′	11	80	0
Тебенков	—»—	60°43′	148°29′	13	28	15
Без названия	р. Кенай	60°28′	149°00′	13	28	500
Портидж	залив Аляска	60°45′	148°48′	9	33	45
Ледяное поле Саржент						
Принсетон	залив Айси-Бэй	60°20′	148°24′	16	54	60
Ченега	—»—	60°17′	148°29′	23	370	0
Тайгер	—»—	60°11′	148°28′	11	51	0
Бэйнбридж	залив Блайинг	60°06′	148°27′	14	51	0
Эксельсиор	—»—	60°02′	148°46′	24	170	15
Элсворт	—»—	60°07′	148°59′	27	137	45
Ледяное поле Хардинг						
Бэр	залив Блайинг	60°00′	149°38′	27	178	15
Холгэйт	залив Айалик	59°51′	149°53′	13	69	0
Нордвестерн	залив Айалик	59°51′	150°04′	14	87	0
Мак-Карти	залив Блайинг	59°47′	150°13′	14	119	0
Динглештадт	залив Качемак	59°46′	150°31′	19	69	240
Чернова	—»—	59°55′	150°30′	17	61	320
Тустумена	озеро Тустумена	60°00′	150°23′	32	390	90
Скилак	р. Кенай	60°15′	150°04′	34	160	135
Без названия	—»—	60°14′	150°54′	29	183	335
Ледниковый комплекс Гревингк-Йалик						
Йалик	залив Нука	59°30′	150°44′	16	51	30
Петрова	—»—	59°25′	150°50′	14	46	30
Гревингк	залив Качемак	59°36′	151°02′	19	72	48
Портлокк	—»—	59°39′	150°58′	14	41	135

Таблица 6

Крупнейшие ледники гор Врангель

Название ледника	*Бассейн*	*Координаты* с. ш.	*Координаты* з. д.	*Длина, км*	*Площадь, км²*	*Высота конца над ур. м., м*
Набесна	р. Набесна	62°00′	143°00′	87	819	870
Кенникотт	р. Низина	61°30′	142°56′	44	551	410
Чисана	р. Чисана	62°00′	142°22′	39	440	1 050
Низина	р. Низина	61°40′	142°28′	51	429	655
Санфорд	р. Коппер	62°09′	144°20′	27	199	1 050
Коппер	—»—	62°07	143°46′	29	172	1 025
Кускулана	р. Читина	61°39′	143°38′	25	156	730
Лонг	р. Коппер	61°47′	144°06′	39	121	595
Без названия	—»—	62°07′	143°51′	23	96	1 115
Джаксина	р. Набесна	62°06′	143°27′	19	72	1 235
Клувесна	р. Коппер	61°49′	143°48′	21	71	810
Без названия	—»—	62°07′	143°58′	11	69	1 695
—»—	р. Набесна	61°57′	142°51′	21	69	1 295
Четаслина	р. Коппер	61°57′	144°17′	17	60	1 020
Фредерика	р. Низина	61°44′	142°15′	19	58	1 145
Дроп	р. Коппер	62°20′	144°00′	24	55	1 250
Лайм	р. Уайт-Ривер	61°50′	142°06′	19	54	1 415
Без названия	р. Коппер	62°17′	144°23′	21	53	1 200
Вест-Форк	р. Низина	61°39′	142°42′	18	49	775
Без названия	р. Чешнина	61°55′	144°13′	16	43	1 175
Вест	р. Коппер	62°15′	143°56′	18	39	1 050
Миддл-Форк	р. Уайт-Ривер	61°47′	142°06′	13	38	1 445
Дадина	р. Коппер	62°02′	144°20′	18	32	1 050
Чешнина	—»—	61°53′	144°07′	14	28	1 400

Таблица 7

Крупнейшие ледники Аляскинского хребта

Название ледника	Бассейн	Координаты		Длина, км	Площадь, км²	Высота конца над ур. м., м
		с. ш.	з. д.			
Кахилтна	р. Кахилтна	62°38′	151°20′	76	580	225
Мулдроу	р. Мак-Кинли	63°18′	150°21′	61	516	750
Йентна	р. Йентна	62°41′	151°43′	51	487	230
Элдридж	р. Суситна	63°01′	150°06′	48	485	335
Рут	—»—	62°50′	150°38′	63	449	203
Триумвирэйт	р. Белуга	61°28′	151°58′	45	402	135
Блэк-Рэпидс	р. Дельта	63°27′	146°03′	40	341	685
Суситна	р. Суситна	63°31′	146°57′	36	323	815
Вест-Форк	—»—	63°31′	147°23′	41	311	845
Кэппс	р. Белуга	61°19′	151°58′	42	293	175
Траймбл	р. Сквентна	61°42′	152°06′	33	286	260
Блокэйд	залив Кука	61°01′	152°15′	44	254	45
Дол	р. Йентна	62°36′	152°00′	36	243	195
Токозитна	р. Суситна	62°42′	150°50′	44	240	290
Даубл	залив Кука	60°42′	152°28′	26	209	75
Хэйес	р. Сквентна	61°46′	152°20′	49	207	260
Джонсон	р. Танана	63°24′	145°00′	33	183	830
Йанерт	р. Йанерт-Форк	63°30′	147°39′	35	183	745
Шамрок	залив Кука	61°08′	152°46′	26	149	355
Гиллам	р. Дельта	63°41′	147°08′	25	144	960
Гакона	р. Гакона	63°12′	145°12′	32	112	1 050
Тикседни	залив Кука	66°10′	153°05′	25	106	15

ПРИЛОЖЕНИЕ № 7

Характеристики ледников Новой Гвинеи и Новой Зеландии

Таблица 1

Изменения площади и объема льда ледников Снежных гор на Новой Гвинее
[по The Equatorial... 1976]

Название ледника	1850 г.		1936 г.		1972 г.	
	площадь, км²	объем, км³	площадь, км²	объем, км³	площадь, км²	объем, км³
Фирн Северной стены	9,1	0,640	8,3	—	3,6	0,132
Мерен	5,1	0,408	2,8	—	1,9	0,078
Харер	0,5	0,014	0,1	—	0,1	0
Карстенс	2,5	0,210	1,25	—	0,9	0,034
Волластон	0,5	0,018	0,2	—	0,17	0,005
Ван-де-Уотер	0,6	0,021	0,15	—	0,14	0,002
Южной стены	1,0	0,025	0,3	—	0,2	0,003
Всего...	19,3	1,336	13,0	—	6,9	0,254

Таблица 2

Распределение оледенения Южных Альп Новой Зеландии по склонам и бассейнам [по *Anderton*, 1973]

Восточный склон			*Западный склон*			*Всего по району*	
Бассейн	*Площадь, км²*	*Объем, км³*	*Бассейн*	*Площадь, км²*	*Объем, км³*	*Площадь, км²*	*Объем, км³*
Южный район							
Р. Клута	77,7	3,78	р. Аравата	56,2	3,82		
В том числе:			р. Холлифорд	11,6	0,41		
оз. Уакатипу	38,1	2,22	р. Каскейд	2,9	0,11		
оз. Уанака	32,5	1,32	залив Милфорд	7,7	0,33		
оз. Хавеа	4,2	0,12	др. бассейны	6,1	0,24		
др. бассейны	2,9	0,12					
Всего...	77,7	3,78	Всего...	84,5	4,91	162,2	8,7
Центральный район							
Р. Уаитаки	250,7	27,87	р. Кука	54,6	6,20		
В том числе:			в том числе:				
оз. Пукаки	186,9	24,58	р. Фокс	41,7	5,27		
оз. Текапо	43,1	2,58	др. бассейны	12,9	0,93		
оз. Охау	20,7	0,71	р. Уаихоу	57,8	5,61		
			р. Уахароа	47,7	3,28		
			р. Карангаруа	34,6	1,68		
			р. Лендсбороу	30,4	1,06		
Всего...	250,7	27,87	Всего...	224,9	17,83	475,6	45,7
Северный район							
Р. Ракайа	43,6	2,26	р. Уангануи	39,2	2,11		
Р. Рангитата	39,4	1,59	р. Уаитаха	4,5	0,13		
Р. Асбуртон	4,2	0,20	р. Хокитика	5,9	0,18		
Р. Уаимакарири	4,3	0,11	др. бассейны	3,3	0,10		
Всего...	91,5	4,16	Всего...	52,9	2,52	144,4	6,7
Всего на восточном склоне	419,9	35,8	Всего на западном склоне	362,5	25,3	782,4	61,1

ПРИЛОЖЕНИЕ № 8

Характеристики ледников Антарктики

Таблица 1

Площадь, толщина и объем льда в Антарктическом ледниковом покрове [по *Drewry*, 1983]

Типы оледенения	*Восточная Антарктида*	*Западная Антарктида*	*Антарктический п-ов*	*Шельфовый ледник Росса*	*Шельфовый ледник Ронне — Фильхнера*	*Всего*
Площадь, тыс. км²						
Наземный ледниковый щит	9 856	1 810	300	—	—	11 966
Плавучие шельфовые ледники	294	105	145	526	473	1 543
Ледяные купола в пределах шельфовых ледников	6	3,5	1,5	10	59	80
Общая площадь льда	10 156	1 918,5	446,5	536	13 589	

Продолжение таблицы 1

Типы оледенения	*Восточная Антарктида*	*Западная Антарктида*	*Антарктический п-ов*	*Шельфовый ледник Росса*	*Шельфовый ледник Ронне — Фильхнера*	*Всего*
Средняя толщина, м						
Наземный ледниковый щит	2 630	1 780	610	—	—	2 450
Плавучие шельфовые ледники	400	375	300	427	650	475
Ледяные купола в пределах шельфовых ледников	400	375	300	500	750	670
Объем льда, тыс. км³						
Наземный ледниковый щит	25 920	3 222	183	—	—	29 325
Плавучие шельфовые ледники	118	39	44	224	307	732
Ледяные купола в пределах шельфовых ледников	2	1	1	5	45	54
Общий объем ледников всех типов	26 040	3 262	228	229	352	30 111

Таблица 2
Крупнейшие шельфовые ледники Антарктиды (по *Баркову*. 1971)

Название ледника	*Координаты* широта	*Координаты* долгота	*Площадь, км²*	*Протяженность фронта, км*	*Примечание*
ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА					
Индийский сектор					
Бодуэна	70°20′	25°00′ в. д.	31 000	1 200	
Эймери	70°00′	71°00′ в. д.	39 000	250	
Западный	67°40′	84°00′ в. д.	30 000	760	
Шеклтона	66°00′	100°00′ в. д.	37 000	740	
Тихоокеанский сектор					
Кука	68°40′	152°30′ в. д.	4 500	130	
Дригальского	75°00′	164°00′ в. д.	3 000	140	
Атлантический сектор					
Рисер-Ларсена	73°30′	15°00′ з. д.	32 000	940	
Экстрёмисен	71°00′	8°00′ з. д.	10 000	270	
Эльбатрисен	71°00′	4°00′ з. д.	11 200	105	
Фимбулисен и Беллинсгаузена	70°30′	2°00′ в. д.	40 000	760	
Новолазаревский	70°20′	12°00′ в. д.	7 900	175	
Лазарева	69°50′	15°00′ в. д.	7 800	255	
ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИДА					
Тихоокеанский сектор					
Мак-Мердо	78°00′	168°00′ в. д.	2 000	130	
Росса	81°00′	175°00′ з. д.	525 000	920	
Земля Мэри Бэрд					
Салебергер	77°00′	149°00′ з. д.	12 000	130	
Геца	74°00′	126°00′ з. д.	22 500	250	
Бэр	74°00′	114°00′ з. д.	6 000	50	
Туэйтса	74°00′	110°00′ з. д.	13 000	380	
Земля Элсуэрт					
Пикок	73°00′	99°00′ з. д.	20 000	160	
Эйтса	73°00′	88°00′ з. д.	30 000	460	
Антарктический полуостров					
Карролл	73°20′	76°00′ з. д.	6 300	140	
Георга VI	72°00′	68°00′ з. д.	18 000	140	
Баха	72°00′	72°00′ з. д.	4 400	50	
Уилкинса	70°20′	73°00′ з. д.	16 600	190	
Атлантический сектор					
Экзасперейшен	65°20′	61°00′ з. д.	15 000	180	
Ларсена	68°00′	63°00′ з. д.	63 000	600	во II томе Атласа Антарктики пл. 88 000 км²
Ронне—Фильхнера	79°00′	60°00′ з. д.	433 000	1 030	во II томе Атласа Антарктики пл. 483 000 км²

Таблица 3

Крупнейшие выводные и горные ледники Антарктиды (по Атласу Антарктики, 1966)

Название ледника	*Координаты* широта	долгота	*Длина, км*	*Ширина фронта, км*	*Примечания*
ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА					
А. Индийский сектор					
Сирасё	70°20′	39°00′ в. д.	120	10	
Райнера	68°00′	48°30′ в. д.	95	12	
Роберта	67°25′	56°10′ в. д.	120	15	впадает в залив Эдуарда VIII моря Содружества
Силла	70°20′	66°00′ в. д.	125	20	вливается в шельфовый ледник Эймери
Карибдис	70°30′	66°30′ в. д.	110	10	в нижних 30 км сливается с ледника Силла
Ламберта	71°30′	69°00′ в. д.	470	100	вливается в шельфовый ледник Эймери
Фишера	72°25′	64°00′ в. д.	225	40	приток ледника Ламберта
Енсена	73°35′	64°00′ в. д.	150	50	—»—
Меллора	73°50′	66°30′ в. д.	120	40	—»—
Филиппи	66°50′	88°20′ в. д.	140	25	
Денмена	66°20′	99°30′ в. д.	145	20	ледники Денмена и Скотта сливаются, образуя плавучую дельту дл. 85 км, шир. 70 км
Скотта	66°15′	100°00′ в. д.	100	20	
Мерца	67°30′	144°45′ в. д.	190	40	нижние 90 км на плаву
Нинниса	68°20	147°30′ в. д.	140	50	нижние 50 км на плаву
Б. Тихоокеанский сектор					
Матусевича	69°25′	157°30′ в. д.	100	12	нижние 25 км на плаву
Ренника	72°20′	161°30′ в. д.	350	50	нижняя часть ледника дл. 80 км и шир. 25 км на плаву
Трансантарктические горы, Земля Виктории (ледники вливаются в море Росса)					
Такера	72°00′	167°30′ в. д.	140	18	ледник пологий, мало трещин, удобный выход на ледниковое плато
Леди-Нью	73°30’	165°00’ в. д.	110	15	вливается в одноименный шельфовый ледник
Пристли	74°20’	163°45’ в. д	110	10	вливается в шельфовый ледник Дригальского
Рибса	74°35’	161°40’ в. д.	90	15	крутым ледопадом вливается в шельфовый ледник Дригальского
Дейвида	75°25’	161°45’ в. д.	80	12	вливается в шельфовый ледник Дригальского
Моусона	76°20’	161°30’ в. д.	100	7	продолжается плавучим языком Норденшельда
Феррара	77°50’	161°30’ в. д.	100	6	
Кётлица	78°17’	164°00’ в. д.	85	12	нижние 40 км на плаву
Трансантарктические горы к югу от скалы Мина (ледники вливаются в шельфовый ледник Росса)					
Мьюлока	79°00’	160°30’ в. д.	100	13	
Дарвина	78°24’	160°30’ в. д.	115	15	
Бэрда	80°15’	160°00’ в. д.	225	24	сильно разбит трещинами, очень неровный
Нимрод	82°25’	160°00’ в. д.	175	18	
Бирдмора	84°30’	170°00’ в. д.	200	24	по нему поднимались на Антарктическое плато при походах к Южному полюсу Шеклтон (1908) и Скотт (1911)
Шелктона Акселя	85°10’	176°00’ з. д.	150	15	
Хейберга	85°30’	165°00’ з. д.	90	10	по нему проходил маршрут к южному полюсу Амундсена в 1911 г.
Амундсена-Девилс	85°45’	159°00’ з. д.	150	24	
Роберта Скотта	86°00’	152°30’ з. д.	160	12	
Леверетта	85°30’	145°00’ з. д.	170	25	
Риди	87°00’	134°00’ з. д.	220	25	
В. Атлантический сектор					
Трансантарктические горы (горы Тил и к западу от них) — бассейн Атлантического океана					
Ледниковый поток между горами Тил и Пенсикола		86°66’ з. д.	370	100	начинается почти от самого полюса, местами встречаются трещины, вливается в шельфовый ледник Ронне—Фильхнера

Название ледника	*Координаты* *широта*	*долгота*	*Длина, км*	*Ширина фронта, км*	*Примечания*
Ледниковый поток в горах Пенсикола между хр. Нептюн и хр. Фаррестол			80	6	стекает в шельфовый ледник Фильхнера
Ледниковый поток к востоку от хр. Фаррестол			150	15	—»—
Рекобери	81°00'	27°00' з. д.	120	16	между нунатаками Уичавей и хр. Шеклтона
Слессора	80°00'	26°00' з. д.	100	20	между хр. Шеклтона и горами Терон
Ледниковый поток на Земле Котса	78°30'	27°00' з. д.	100	50	сток в шельфовый ледник Фильхнера
Побережье Атлантического океана					
Досон-Ломтон	76°30'	26°00' з. д.	100	50	
Скютбреэн	71°30'	5°00' з. д.	250	20	
Ютульстрёумен	72°00'	1°00' з. д.	350	45	Его притоки — ледники Пенка и Видрален, продолжение — шельфовый ледник Беллинсгаузена
Горного Института	71°50'	10°50' в. д.	80	20	
Мушкетова	71°40'	14°00' в. д.	120	45	соединяется с ледником Энтузиастов
Энтузиастов	70°30'	15°00' в. д.	240	80	вливается в шельфовый ледник Лазарева
ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИДА					
Тихоокеанский сектор					
Кила	78°20'	154°30' з. д.	90	25	впадает в шельфовый ледник Росса
Бойда	77°15'	145°00' з. д.	100	20	впадает в шельфовый ледник Салзбергер
Кревас Валли	76°40'	145°00' з. д.	100	20	—»—
Выводной ледник без названия	75°00'	102°00' з. д.	100	40	нижние 25 км на плаву, впадает в море Амундсена
Нимица	78°50'	85°30' з. д.	100	15	выводной с горными притоками
Ледяной поток между хр. Сентинел и хр. Херитидж	79°00'	85°00' з. д.	100	25	стекает в шельфовый ледник Ронне-Фильхнера

ЛИТЕРАТУРА

Абалаков Е. М. На юго-западном Памире//Побежденные вершины. М., 1948. С. 101—124.

Аверьянов В. Г. Центральная Антарктида//Атлас Антарктики. Л., 1969. Т. 2. С. 545—548.

Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин//Тр. Ин-та геогр. АН СССР. М.; Л. 1950а. Т. 45. Вып. 1. С. 15—44.

Авсюк Г. А. Ледники горного узла Хан-Тенгри — Инылчек и Семенова//Там же. 1950б. С. 45—68.

Авсюк Г. А. Некоторые данные об оледенении и орографии горного массива Ак-Шийрак//Там же. 1952. Т. 49. Вып. 2. С. 5—32.

Авсюк Г. А. Температурное состояние ледников//Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1955. № 1. С. 14—31.

Айзин В. Б. Баланс массы ледника Голубина за 1959/60—1981/82 гг.//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1985. Вып. 53. С. 44—55.

Айрапетьянц С. Э., Баков Е. К. Вопросы динамики и структуры ледника Южный Иныльчек//Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971а. С. 61—75.

Айрапетьянц С. Э., Баков Е. К. Морфология ледникового озера Мерцбахера и механизм его катастрофических прорывов//Там же. 1971б. С. 75—85.

Алешин Г. В. Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте//География и природные ресурсы. 1982. № 4.

Алешков А. Н. О первых ледниках Северного Урала//Изв. Главн. геол. управл. 1931. Т. 50. Вып. 23.

Алешков А. Н. Гора Сабля и ее ледники//Урал. Приполярные районы. Л., 1935. Тр. Ледн. эксп. Вып. 4. С. 56—74.

Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. М.: Географгиз, 1950. 350 с.

Атлас Антарктики. М.; Л.: ГУГК. 1966. Т. 1.

Атлас Антарктики. Л.: Гидрометеоиздат. 1969. Т. 2. 598 с.

Атлас Арктики. М.: ГУГК, 1985. 204 с.

Баков Е. К. Закономерности движения и динамики ледников Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 156 с.

Барков Н. И. Шельфовые ледники Антарктиды. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 226 с.

Башлавин Д. К. Современные ледники хребта Орулган//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1970. Вып. 16. С. 174—178.

Белов М. И. История открытия и исследования Антарктиды//Атлас Антарктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. Т. 2. С. 35—96.

Беллинсгаузен Ф. Ф. Двукратные изыскания в Южном ледовитом океане и плавание вокруг света в 1819, 1820, 1821 годах. М.: Географгиз, 1949.

Берзон И. С., Пак В. А., Яковлев В. Н. Сейсмическое зондирование ледника Федченко//Гляциол. экспед. на ледн. Федченко. Ташкент, 1960. С. 84—109.

Берляит А. М., Серапинас Б. Б., Суетова И. А. Новые картометрические определения объема льда Антарктиды//Вестн. МГУ. Сер. № 5. География. 1987. № 1. С. 34—40.

Биндшадлер Р., Гаррисон У., Раймонд Ч. Итоги исследований одного из пульсирующих ледников Аляски//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1978. Вып. 33. С. 58—63.

Бондарев Л. Г. Очерки по оледенению массива Ак-Шийрак. Фрунзе: Изд-во АН Кирг. ССР. 1963. 203 с.

Бондарев Л. Г., Забиров Р. Д. Колебания ледников Внутреннего Тянь-Шаня в последние десятилетия//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1964. Вып. 9. С. 125—130.

Борхгревинк К. У Южного полюса. М.: Географгиз, 1958. 326 с.

Боч С. Г. Геоморфологический очерк района г. Народной//Урал. Приполярные районы. Тр. Ледн. эксп. Л., 1935. Вып. 4. С. 116—149.

Бут И. В. О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1963. Вып. 7. С. 57—65.

Васьковский А. П. Размеры современного оледенения на северо-востоке СССР//Магадан: Колыма, 1955. № 10. С. 10.

Вилесов Е. Н. Новые данные о размерах современного оледенения Заилийского Алатау//Вестн. АН Каз. ССР. Алма-Ата, 1975. № 8. С. 67—69.

Вилесов Е. Н. Современное оледенение хребта Кунгей-Алатау//Режим ледников и снежных лавин Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. С. 132—142.

Вилесов Е. Н., Грудзинский М. Э. Основные черты орографии и современного оледенения бассейна р. Баянкол на юго-востоке Казахстана//Режим ледников Казахстана. Алма-Ата, 1971. Вып. 9. С. 5—17.

Виноградов В. Н. Ледники Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1965. 19 с.

Виноградов В. Н. Подвижки ледников Бильченок, Эрмана, Сопочного и Влодавца//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1974. Вып. 24. С. 137—140.

Виноградов В. Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 104 с.

Виноградов В. Н., Мартьянов В. Л. Тепловой баланс ледника Козельского на Камчатке//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1979/1980. Вып. 37. С. 182—187.

Виноградов В. Н., Муравьев Я. Д. Изменчивость современных ледников вулканических районов Камчатки//Там же. М., 1982. Вып. 42. С. 97—110.

Виноградов В. Н., Муравьев Я. Д. Климат и состояние ледников Камчатки в современную эпоху//Там же. М., 1985. Вып. 54. С. 97—103.

Виноградов О. Н. Поверхностные скорости движе-

ния льда ледников плоских вершин//Там же. М., 1962. Вып. 6. С. 138—139.

Виноградов О. Н., Гарелик И. С., Коновалова Г. И. и др. Гляциологическая характеристика современных ледников Кавказа и их эволюция в XX веке//Тр. Зак. НИГМИ. Л., 1974. Вып. 58/64. С. 175—194.

Виноградов О. Н., Коновалова Г. И., Псарева Т. В. Морфологические характеристики ледниковой системы Тянь-Шаня на картах масштаба 1:1 500 000 в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1980. Вып. 37. С. 47—56.

Виноградов О. Н., Псарева Т. В. Современное оледенение приантарктических островов//Там же. М., 1989. Вып. 67.

Вора С., Райна В., Каул М. и др. Баланс массы ледника Гара и его связь с жидким стоком за 1974—1977 гг.//Там же. М., 1970. Вып. 38. С. 132—136.

Глебова Л. Н., Корякин В. С., Лосева И. А. Морфологическая характеристика Южного Патагонского ледникового плато//Там же. М., 1982. Вып. 42. С. 48—57.

Глебова Л. Н., Корякин В. С., Лосева И. А. Оледенение Южной Америки//Там же. М., 1984. Вып. 50. С. 29—43.

Гляциологический словарь/Под ред. В. М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 528 с.

Гляциология Шпицбергена/Под ред. В. М. Котлякова. М.: Наука, 1985. 200 с.

Голодковская Н. А. Ледники Скандинавского полуострова и бюджет их массы//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1970. Вып. 16. С. 208—231.

Голодковская Н. А. Современное оледенение экваториального и субэкваториального поясов Земли//Там же. М., 1968. Вып. 14. С. 264—278.

Говоруха Л. С. О высоте линии равновесия, аккумуляции и абляции на ледяном куполе острова Виктория//Там же. М., 1962. Вып. 6. С. 133—134.

Говоруха Л. С. Новые данные о современном и древнем оледенении острова Виктория//Изв. ВГО. Л., 1964. Т. 96. Вып. 4. С. 352—354.

Говоруха Л. С. Современное состояние оледенения гор Бырранга//Изв. ВГО. Л., 1971. Т. 103. Вып. 6. С. 510—516.

Говоруха Л. С. Современное состояние островов — ледяных шапок в Советской Арктике//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1985. Вып. 63. С. 114—117.

Граве Н. А., Гаврилова М. К., Гравис Г. Ф. и др. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята (Восточная Якутия)//Рез-ты исслед. по прогр. МГГ. Гляциология. М., 1964. № 14. 143 с.

Григорян С. С., Буянов С. А., Красс М. С. и др. Численное моделирование эволюции Гренландского ледникового покрова//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. М., 1984. № 12.

Гросвальд М. Г. Современные ледники в горах северо-восточной Тувы//Исследование ледников и ледниковых районов. М.: Изд. АН СССР, 1963. Вып. 3. С. 48—55.

Гросвальд М. Г. Сколько воды аккумулировано в ледниках зарубежной Азии?//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1964. Вып. 9. С. 269—270.

Гросвальд М. Г., Кренке А. Н., Виноградов О. Н. и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 348 с.

Дайсон Д. Л. В мире льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 231 с.

Десинов Л. В. Последняя подвижка ледника Бырс// Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1983. Вып. 47. С. 156—162.

Десинов Л. В. Подвижка ледника Музгазы//Там же. М., 1984. Вып. 50. С. 145.

Десинов Л. В., Иванченков И. С., Котляков В. М. и др. Результаты эксперимента по изучению оледенения Каракорума с борта орбитальной станции «Салют-6»//Там же. М., 1982. Вып. 42. С. 22—40.

Десинов Л. В., Котляков В. М., Суслов В. Ф. Подвижки ледников на южном склоне Заалайского хребта в 1972—1977 гг.//Там же. М., 1977. Вып. 30. С. 205—211.

Диких А. Н. О температурном режиме ледников плоских вершин (на примере ледника Григорьева)//Гляциол. исслед. на Тянь-Шане. Работы ТШФГС. 1965. Вып. 11. С. 32—35.

Диких А. Н. Основные особенности условий существования современного оледенения Тянь-Шаня//Оледенение Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1976. С. 3—14.

Долгушин Л. Д. Новые данные о современном оледенении Урала//Вопросы географии. М.: Изд. МГУ, 1949. С. 147—185.

Долгушин Л. Д. Географические наблюдения в Антарктиде//Изв. АН СССР. Сер. Геогр. М., 1958. № 1. С. 24—46.

Долгушин Л. Д. Современное оледенение Наньшаня (Циленьшаня)//Изв. АН СССР. Сер. Геогр. М., 1959. № 6. С. 33—43.

Долгушин Л. Д. Природные зоны Восточной Антарктиды//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1961. Вып. 1. С. 44—53.

Долгушин Л. Д. Основные закономерности накопления, географического распределения и динамики снежного покрова Антарктиды в секторе 78—111° в. д.//Исслед. ледников и ледниковых районов. М.: Изд. АН СССР, 1963а. Вып. 3. С. 5—46.

Долгушин Л. Д. Региональные проблемы оледенения по исследованиям на Урале, в Центральной Азии и Антарктиде. М.: 1963б. 54 с.

Долгушин Л. Д. Скорости движения ледников Антарктиды по повторным аэрофотосъемкам и морфологическим признакам//Гляц. исслед. М.: Изд. АН СССР, 1963в. № 9. С. 166—177.

Долгушин Л. Д. Новые данные о скоростях движения ледников Антарктиды//Информац. бюлл.

Сов. Антарктич. экспед. Л., 1966. № 56. С. 17—20.

Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Новые данные о пульсациях современных ледников//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1971. Вып. 18. С. 191—218.

Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Новые ледники на хребте Тельпос-Из//Там же. М., 1979. Вып. 36. С. 214—218.

Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 192 с.

Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Рототаева О. В. Морфометрическая характеристика современного оледенения гор Средней Азии//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1972. Вып. 20. С. 169—184.

Дюргеров М. Б., Урумбаев Н. А. Гляциологические исследования Памирского фирново-ледяного плато//Там же. М., 1977. Вып. 31. С. 30—38.

Забиров Р. Д. Ледник Географического Общества// Побежденные вершины. М.: Мысль, 1950. С. 53—67.

Забиров Р. Д. Оледенение Памира. М.: Географгиз. 1955. 372 с.

Забиров Р. Д. Оледенение//Природа Киргизии. Фрунзе, 1962. С. 87—105.

Забиров Р. Д. Оледенение//Средняя Азия. М., 1968. С. 106—121.

Зенкова В. А. Ледники Джунгарского Алатау//Вопросы географии Казахстана. Алма-Ата: Изд. АН Каз. ССР, 1959. Вып. 3. С. 138—155.

Зотиков И. А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 168 с.

Иванов А. И. На острове Завадовского//Информ. бюлл. Сов. Антарктич. экспед. Л., 1959а. Вып. 10. С. 36—39.

Иванов А. И. Посещение о-ва Монтегю//Информ. бюлл. Сов. Антарктич. экспед. Л., 1959б. Вып. 11. С. 49—51.

Иваньков П. А. Оледенение Камчатки//Изв. АН СССР. Сер. Геогр. М., 1958. № 2. С. 42—53.

Иваньков П. А. Современное оледенение Восточного Кавказа//Мат-лы Кавказск. экспед. (по программе МГД). Харьков: Изд. ХГУ, 1961. Т. 3. С. 190—203.

Иваньков П. А. Современное оледенение верховьев и левых притоков Амударьи//Изв. ВГО. 1970. Т. 102. Вып. 3. С. 239—244.

Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1937. 182 с.

Калесник С. В. Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963. 551 с.

Канаев Л. А., Максимов И. В., Мошкин А. Г. и др. Колебания ледников Средней Азии в последние десятилетия//Тр. САРНИГМИ. Ташкент, 1974. Вып. 14 (95). С. 15—26.

Картушин В. М. Оледенение острова Беннетта//Тр. ААНИИ. Л., 1963. Т. 224. С. 166—176.

Каталог ледников СССР. В 20 т. Л.: Гидрометеоиздат, Т. 1, 3, 8, 9, 13—16, 19, 20. 1965—1982.

Ковалев П. В. Современное оледенение бассейна реки Баксан//Материалы Кавказской экспед. (по программе МГГ). Харьков: Изд. ХГУ, 1961. Т. 2. С. 3—106.

Коновалова Г. И. Поверхностный режим и колебания ледников Альп//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1968. Вып. 14. С. 212—244.

Коновалова Г. И. Современное оледенение гор Центральной Азии//Там же. М., 1972. Вып. 19. С. 257—312.

Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята//Результаты исследований по программе МГГ. Гляциология. М.: Изд. АН СССР, 1963. № 11. 170 с.

Корженевский Н. Л. О морфологии и гипсометрии хребта Академии Наук СССР//Тр. Ин-та геол. Узб. ССР. Ташкент, 1948. Вып. 2.

Корженевский Н. Л. Некоторые данные о состоянии ледников Федченко (Сельдара) и Мушкетова (Карасель) в 1914 г.//Изв. Туркест. отдела РГО. Ташкент, 1922. Т. 15. С. 15—31.

Короткевич Е. С. Полярные пустыни. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 420 с.

Корякин В. С. Сокращение оледенения на островах Евразийской Арктики в XX веке//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1985. Вып. 54. С. 97—103.

Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд. АН СССР, 1961. 246 с.

Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 479 с.

Котляков В. М., Гордиенко Ф. Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.

Кренке А. Н. Районирование ледников Арктики в связи с циркуляцией атмосферы//Гляциологические исследования. М.: Изд. АН СССР, 1963. № 9. С. 57—71.

Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.

Кренке А. Н., Рототаева О. В. Поле аккумуляции для ледниковой системы Памира и использование его в расчетах стока//Изв. АН СССР. Сер. Геогр. М., 1979. Вып. 2. С. 100—108.

Криммел Р., Теигборн У., Сикания У. и др. (США). Ледовый и водный баланс южного Каскадного ледника в 1957—1977 гг.//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1980. Вып. 38. С. 143—147.

Крупнейшие ледники Средней Азии: ледники Федченко и Зеравшанский/Под. ред. Л. К. Давыдова. Л.: Изд. ЛГУ, 1967. 263 с.

Кузнецов Н. А., Квачев В. И. Наблюдения в 1976—1978 гг. на леднике Федченко и его притоках// Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1982. Вып. 42. С. 160—164.

Кук Дж. Путешествие к Южному полюсу и вокруг света. М.: Географгиз, 1948.

Лебедев В. Л. Открытие «Ледяного материка»//Докл. Антарктич. комисс. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 14—24.

Ледник Абрамова (Алайский хребет). Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 206 с.

Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 184 с.

Ледники Туюксу (Северный Тянь-Шань). Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 172 с.

Ледник Федченко/Под ред. В. Л. Шульца. Ташкент, 1962. Т. 1. 247 с.; Т. 2. 198 с.

Лесник Ю. Н. О вещественном балансе ледника Имат//Тр. САРНИГМИ. Ташкент, 1969. Вып. 44(59). С. 81—88.

Лесник Ю. Н., Ноздрюхин В. К., Рачкулик В. И. О колебании концов некоторых ледников Памира//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1962. Вып. 5. С. 72—76.

Ломоносов М. В. Избранные произведения: В 2 т. М.: Наука, 1986. Т. 1. 370 с.

Лосева И. А. Современное оледенение внетропической части Южной Америки//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1968. С. 244—264.

Майер М., Мэйо Л.,Трабаит Д. и др. Сравнительная характеристика баланса массы и стока четырех ледников в США с 1966 по 1977 г.//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1980. Вып. 38. С. 138—142.

Макаревич К. Г., Пальгов Н. Н., Токмагамбетов Г. А. и др. Оледенение Заилийского Алатау. М.: Наука, 1969. 286 с.

Макаревич К. Г., Федулов И. Я. Пульсация ледника Шокальского в Заилийском Алатау//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1974. Вып. 24. С. 96—101.

Малых М. И. Современное оледенение Корякской горной системы//Изв. ВГО. М., 1958. Т. 90. Вып. 6. С. 507—520.

Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932—1933 гг.//Тр. ледн. экспед. 2 МПГ. Л., 1936. Вып. 1 (Памир). С. 370—458.

Маршинова М. С., Русин Н. П. Сравнительная характеристика радиационного режима в Арктике и Антарктиде//Проблемы Арктики и Антарктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. Вып. 24.

Меншутин В. М. Баланс массы Марухского ледника и изменчивость его составляющих//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1977. Вып. 31. С. 138—142.

Оледенение Эльбруса/Под ред. Г. К. Тушинского. М.: Изд. МГУ, 1968. 345 с.

Осмонов А. Ледник Каинды//Успехи советской гляциологии. Фрунзе: Илим, 1968. С. 225—230.

Осмонов А. Некоторые сведения о пульсирующих ледниках Центрального Тянь-Шаня//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1974. Вып. 24. С. 102—105.

Отуотер М. Охотники за лавинами. М., 1972. 268 с.

Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Алма-Ата: Изд. АН Каз. ССР, 1958. 313 с.

Пармузин Ю. П. Горы Путораны//Вопросы физической географии. М.: Изд. МГУ, 1959.

Патерсон У. С. Б. Физика ледников. М.: Мир, 1984. 472 с.

Поггенполь Н. В. По северным долинам Казбекского массива и первое восхождение на Майлихох//Ежегодник РГО. М., 1905. Вып. 3. С. 4—12.

Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта//Записки Кавк. отдела РГО. Тифлис, 1911. Т. 29. Вып. 1. 200 с.

Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район. М., 1960. № 4. 74 с.

Преображенский В. С. Исследование Кодарского ледникового района//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1962. Вып. 4. С. 244—264.

Преображенский В. С., Модель Ю. М. Кроноцкий ледниковый узел//Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 5—30.

Пржевальский Н. М. Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой реки. М.: Географгиз, 1948. 406 с.

Пять лет по Памиру//Итоги Памирских экспедиций 1928—1933 гг. Л.: Изд. АН СССР, 1935.

Ревякин В. С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 288 с.

Рётлисбергер Х., Кассер П. Восстановление ледника Алалин после его обвала в 1965 г.//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1978. Вып. 33. С. 77—93.

Рототаева О. В. Особенности оледенения Восточного Памира//Там же. М., 1976. Вып. 26. С. 105—118.

Рототаева О. В. Построение полей высоты границы питания и аккумуляции для ледниковой системы Гиссаро-Алая//Там же. М., 1979. Вып. 35. С. 42—51.

Рототаева О. В. Степень оледенения Памира и определяющие ее факторы//Там же. М., 1979. Вып. 35. С. 33—41.

Рототаева О. В. Гляциологическое районирование Памира//Там же. М., 1983. Вып. 46. С. 39—51.

Рототаев К. П. Наступание ледника Дидаль на Памире//Там же. М., 1974. Вып. 24. С. 188—189.

Рототаев К. П., Ходаков В. Г., Кренке А. Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 168 с.

Русин Н. П. Радиационный режим Антарктиды//Атлас Антарктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. Т. 2. С. 313—318.

Русин Н. П. Климат Антарктиды. Л.: Гидрометеоиздат, 1959. 112 с.

Саинников А. Г., Яблоков А. А. Некоторые результаты изучения ледника Скогач//Тр. САРНИГМИ. Л., 1974. Вып. 14(95). С. 71—76.

Сапожников В. В. Катунь и ее истоки. Томск, 1901.

Сапожников В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Путешествия 1905—1909 гг.// Изв. Томского ун-та, 1911. Кн. 44.

Сватков Н. М. Современное оледенение хребта Малиновского//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1969. Вып. 15. С. 111—117.

Селиверстов Ю. П. Современное и древнее оледенение хребта Саур//Вопр. геогр. Казахстана. Алма-Ата: Изд. АН Каз. ССР, 1962. Вып. 9. С. 175—188.

Соссюр О. Путешествие в Альпы. 1779.

Суетова И. А. Средняя высота, объем и мощность льда Антарктиды (новые данные)//Антарктика. М.: Наука, 1987. Вып. 26. С. 113—119.

Суслов В. Ф. История и организация исследований ледника Федченко//Гляциол. экспед. на ледн. Федченко. Ташкент, 1960. С. 7—35.

Суслов В. Ф. О подвижке и обвалах ледника Дидаль в 1974 г.//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1974. Вып. 24. С. 189—191.

Тимашев Е. В. Исследования ледника Гандо в 1948 г.//Побежденные вершины. М.: Географгиз, 1949. С. 62—102.

Тиндаль Дж. Альпийские ледники. М., 1866. 346 с.

Томилов Г. М. Современное оледенение юго-восточной части Восточного Саяна//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1965. Вып. 11. С. 87—91.

Троицкий Л. С., Зингер К. М., Корякин В. С. и др. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.

Троицкий Л. С., Ходаков В. Г., Михалев В. И. и др. Оледенение Урала//Гляциология. М.: Наука, 1966. № 16. 306 с.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 376 с.

Тронов М. В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 407 с.

Тушинский Г. К., Малиновская Н. М. Гляциологическое районирование Земли//Гляциогидроклиматология горных стран. М.: Наука, 1973. С. 7—14.

Урванцев Н. Н. Два года на Северной Земле. Л.: Изд. Главсевморпути, 1935.

Усков Ю. С., Дильмурадов Н. О подвижках ледников бассейна р. Сугран на Памире//Мат-лы гляциологич. исследований. М., 1983. Вып. 47. С. 142—146.

Ушаков Г. А. По нехоженой земле. М.; Л.: Изд. Главсевморпути, 1951. 400 с.

Уэмура Н. Один на один с Севером. М.: Мысль, 1983. 269 с.

Цветков Д. Г. О скорости движения поверхности льда одного из ледников Камчатки//Исслед. ледников и ледниковых районов. М.: Изд. АН СССР, 1963. Вып. 3. С. 226—228.

Цомая В. Ш. Пульсации ледников//Опасные гидромет. явления на Кавказе. Л., 1980. С. 187—204.

Черкасов П. А., Вилесов Е. Н. Ледовый запас Казахстана//Природа. 1972. № 11. С. 24—31.

Черкасов П. А., Вилесов Е. Н. Основные итоги оценки условий существования современного оледенения Казахстана//Гляциология Средней Азии. Ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. Вып. 14(95). С. 50—62.

Чернышев Ф. Н. Работы экспедиции по градусным измерениям на Шпицбергене в 1901 году//Мир божий. СПб., 1902. № 8. С. 79—91.

Чертанов С. П. Изменение положения конечной части ледника Федченко (по материалам топографических съемок)//Гляциологическая экспедиция на ледник Федченко. Ташкент, 1960. С. 52—58.

Чижов О. П. Оледенение Северной полярной области. М.: Наука, 1976. 240 с.

Чижов О. П., Корякин В. С., Давидович Н. В. и др. Оледенение Новой Земли. М.: Наука, 1968. № 18. 332 с.

Шейнкман В. С. Современное оледенение горной системы Черского//Мат-лы гляциологич. исслед. М., 1979. Вып. 36. С. 185—194.

Щетинников А. С. Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 120 с.

Щетинников А. С. Оледенение Гиссаро-Алая. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 118 с.

Шпинь П. С. Оледенение Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1980. 84 с.

Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики//Тр. ААНИИ. 1949. Т. II.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд. АН СССР, 1955. 492 с.

Шумский П. А. Динамическая гляциология//Итоги науки. Гидрология суши, гляциология, 1968. М.: ВИНИТИ. 1969. 172 с.

Шумский П. А., Кренке А. Н. Современное оледенение Земли и его изменения//Геофизич. бюлл. М., 1969. № 14. С. 128—158.

Admiralty, Hydrographic Department. The Antarctic Pilot. 3rd edition. London, 1961. 448 p.

Ahmad N. Milam Glacier, Kumaun Himalayas // IAHS Publ. Gentbrugge. 1962. N 58. P. 230 — 233.

Ahmad N., Saxena H. B. Glaciation of the Pindar River valley, Southern Himalayas // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1963. Vol. 4. N 3. P. 471 — 476.

Alaska's Glaciers // Alaska Geographic. Anchorage, 1982. Vol. 9. N 1. 114 p.

Ambach W. Zum Wärmchaushalt des grönländischen Inlandeises: Vergleichende Studie im Akkumulations and Ablationsgebie // Polarforschung. 1979. Vol. 49. P. 44 — 54.

Anderton P. W. The significance of perennial snow and ice to the water resources of the South Island, New Zealand // Journ. of Hydrology. Wellington (NZ), 1973. Vol. 12. N 1. P. 6 — 18.

Anderton P. W., Chinn T. J. Ivory Glacier, New Zea-

land, an IHD representative basin study // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1978. Vol. 20. N 82. P. 67 — 84.

Arnold K. G. Aspects of the glaciology of Meighen Island, Northwest Territories, Canada // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1965. Vol. 5. N 40. P. 399 — 410.

Atlas Chile (Carta 1:500 000). Instituto geographico de Chile es popiedad. Impresion cartographia Instituto geographico Militar. Chile, 1972. N 40.093. I.G.M.

Bader H. The Greenland Ice Sheet // CRREL RP 1 — B2. Hanover (N.H.), 1961. P. 1 — 18.

Basic features of the glaciers of the Mt. Jomo Lungma region, southern part of the Tibet autonomous region, China // Sci. Sinica. 1975. Vol. 18. N 1. P. 106 — 130.

Bassi U. K., Chopra S., Tewari A. P. Note on the morphology of Baspa Glacier, Kinnaur District, Himachal Pradesh, India // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1981. Vol. 27. N 95. P. 185 — 189.

Bauer A. The balance of the Greenland Ice Sheet // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1955. Vol. 2. N 17. P. 456 — 462.

Bauer A. Influence de la dynamique des fleuves de glace sur celle de l'indlandsis du Groenland // AIHS Publ. Gentbrugge. 1961. P. 578 — 584.

Bauer A. Les glaciers de l'Îlle de Kerguelen // C.N.F.R.A. 1963. Vol. 2. P. 1 — 75.

Bauer A. Nouvelle estimation du balance de masse d l'Inlandis de Groenland // Deep Sea Research. 1967. Vol. 14. P. 13 — 17.

Benson C. S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. SIPRE Rp. Hanover (N.H.), 1962. N 70. 93 p.

Berger P., Müller F. Massenhaushalt des Laika glacier, Coburg Island, Kanadischer Arktischer archipel. // Geogr. Helv. 1977. Vol. 32. N 4. P. 209 — 212.

Bertone M. Inventario de los glaciares exsistentes en la vertiente Argentina entre los paralelos 47°30′ y 51°S. Buenos Aires, 1960. 103 p.

Bertone M. Aspectos glaciologicos de la zona del Hielo Continental Patagonico. Contribution del Instituto Nacional del Hielo Continental Patagonico. Buenos Aires, 1972. N 1. 119 p.

Bindschadler R. Yakobshavns Glacier Drainage Basin: A. Balance Assessment // Journ. Geophys. Res. (Washington). 1984. Vol. 89. N 2. P. 2066 — 2072.

Bird J. B. Iceland // Geography of the Northlands. Amer. Soc. Spec. Publ. N 32. N.Y., 1955. P. 387 — 400.

Bird J. B. The physiography of Arctic Canada with Special Reference to the Area South of Parry Channel. Baltimore. Johns Hopkins Press, 1967. 336 p.

Bjornsson H. Explanation of Jökulhlaups from Grimsvötn, Vatnajokull, Iceland // Jökull. 1974. N 24. P. 1 — 26.

Bjornsson H. Glaciers in Iceland // Jökull. 1979. N 29. P. 74 — 80.

Bradley R. S., England J. Recent climatic fluctuations of the Canadian high Arctic and their significance for glaciology // Arct. and Alp. Res. 1978. Vol. 10. N 4. P. 715 — 731.

Brown R. A. The Ross Glacier // Nature. 1956. N 178 (4526). P. 192 — 193.

Brugman M. M., Meier M. M. Response of glaciers to the eruptions of Mount St. Helens // Geol. Surv. Prof. Pap. Washington. D.C. 1981. N 1250. P. 743 — 756.

Budd G. M. The ANARE 1963 Expedition to Heard Island. ANARE Reports, Ser. A. Melbourne. 1964. Vol. 1. 53 p.

Bull C. Glaciological reconnaissance of the Sukkertoppen ice cap, South-West Greenland // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1963. Vol. 4. N 36. P. 813 — 816.

Businger J. A. Investigations on the Blue Glacier // Weather-wise. 1962. Vol. 15. P. 68 — 74.

Capps S. R. Glaciation on the North Side of the Wrangell Mountains, Alaska // Journ. Geol. (Chicago). 1910. Vol. 18. N 1. P. 33 — 57.

Carse D. The survey of South Georgia, 1951 — 57 // Geogr. Journ. (London). 1959. N 125 (Pt 1). P. 20 — 37.

Catasto dei Chiacciai Italiani. 4 vol. Comitato Glaciologico Italiano. Torino. Itali. 1959.

Caurier L. Etudes Glaciaires dans les Pyrénées Francaises et Espagnoles de 1900 á 1909. Pau, Garet — Haristoy. 1921. 363 p.

Charnley F. E. Some observations on the glaciers of Mt. Kenya // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1959. Vol. 3. N 26. P. 480 — 492.

Chinn T. J. H., Whitehouse I. E. Glacier snow line variations in the Southern Alps, New Zealand // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 219 — 228.

Christian C. Hommes et glaciers de la vallée de la Hunza (Karakorum — Pakistan) // Rev. Geogr. Alp. 1981. Vol. 69. N 4. P. 607 — 615.

Clark S. The Puma's Claw. Boston, 1959. 223 p.

Clarke G. K. C., Jarvis G. T. Post-surge temperatures in Steele Glacier, Yukon Territory, Canada // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1976. Vol. 16. N 74. P. 261 — 268.

Collins S. G. Talkeetna Mountains // Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N.H.), 1975. Vol. 2. P. 543 — 548.

Collins S. G., McCauley C. Kilbuck, Tikchic and Kigluaik Mountains // Ibid. 1975. Vol. 2. P. 663 — 672.

Corbella H. Reconoimiento sobre el paralelo 49° // Boletin Caba. 1957. N 8 (29). P. 4 — 5.

Davis W. E., Krinsley D. B. The recent regimen of the ice cap margin in North Greenland // AISH Publ. Gentbrugge. 1962. N 58. P. 119 — 130.

Denton G. H. Glaciers of Iceland // Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N.H.), 1975a. Vol. 2. P. 829 — 877.

Denton G. H. Jan Mayen // Ibid. 1975b. Vol. 2. P. 809 — 828.

Denton G. H. Glaciers of the Cascade and Olympic Mountains // Ibid. 1975c. Vol. 1. P. 561 — 594.

Denton G. H. Coast Mountains (Pacific Ranges and Cascade Mountains) and Coast Ranges of British Columbia // Ibid. 1975d. Vol. 1. P. 671 — 688.

Denton G. H. Wrangell Mountains // Ibid. 1975e. Vol. 2. P. 549 — 572.

Denton G. H. Glaciers of the Alaska Range // Ibid. 1975 f. Vol. 2. P. 573 — 620.

Denton G. H. Aleutian Range and Kodiak Island // Ibid. 1975 g. Vol. 2. P. 621 — 640.

Denton G. H. Aleutian Islands // Ibid. 1975 h. Vol. 2. P. 641 — 650.

Denton G. H. Glaciers of the American Rocky Mountains // Ibid. 1975 i. Vol. 1. P. 509 — 542.

Denton G. H. Canadian Rocky Mountains // Ibid. 1975 j. Vol. 1. P. 603 — 654.

Denton G. H. Interior Ranges of British Columbia // Ibid. 1975 k. Vol. 1. P. 655 — 670.

Denton G. H. Brooks Range // Ibid. 1975 l. Vol. 2. P. 651 — 662.

Dolgushin L. D. Main Particularities of Glaciation of Central Asia According to the Latest Data // IAHS Publ. Gentbrugge. 1961. N 54. P. 348 — 358.

Desio A. Sull' Esistenza di Piccoli Chiacciai in Persia e Sulla Tracce di Espansioni Glaciali Quaternarie // Congr. Intern. Geog. Warsaw. 1934, 1936. Vol. 2. P. 216 — 218.

Drewry D. T. Antarctica. Glaciological and Geophysical Folio. Cambridge: Scott Polar Research Institute, 1983.

Dyson J. L. Glaciers of American Rocky Mountains: Annual Report, Sub-Committee on American Rocky Mountains, Amer. Geogr. Soc. N.Y., 1952. 37 p.

Eythorsson J. Variations of Iceland Glaciers 1931 — 1960 // Jökull. 1963. Vol. 13. N 3. P. 31 — 33.

Fahn C. Northern Labrador // Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N.H.), 1975. Vol. 2. P. 673 — 682.

Falconer G. Glaciers of Northern Baffin and Bylot Islands, N.W.T. Geographical Branch, Dept. of Mines and Technical Surveys. Ottawa, 1962. N 33. 31 p.

Fuld W. O. Current observations on three surges in Glacier Bay, Alaska, 1965 — 1968 // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 831 — 839.

Field W. O. Coast Mountains: Boundary Ranges (Alaska, British Columbia and Yukon Territory) // Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N.H.), 1975 a. Vol. 2. P. 11 — 142.

Field W. O. St. Elias Mountains // Ibid. 1975 b. Vol. 2. P. 143 — 298.

Field W. O. Glaciers of the Chugach Mountains //Ibid. 1975 c. Vol. 2. P. 299 — 492.

Field W. O. Glaciers of the Kenai Mountains, Alaska // Ibid. 1975 d. Vol. 2. P. 493 — 541.

Field W. O. Observations of Glacier Variations in Glacier Bay National Monument // Proc. of the First Conf. on Scient. Res. in the National Parks. U.S. Department of the Interior National Park Service Transaction and Proceedings Series. Washington, 1979. N 5. P. 803 — 808.

Fluctuations of glaciers: Vol. 1 (1959 — 1965). Paris: UNESCO, 1967; Vol. 2 (1965 — 1970). 1973; Vol. 3 (1970 — 1975). 1977; Vol. 4 (1975 — 1980). 1985.

Fristrup B. Climate and Glaciology of Peary Land, North Greenland // IAHS Publ. Gentbrugge. 1952. N 32. P. 185 — 193.

Fristrup B. Studies of four glaciers in Greenland // Geogr. tidssker. Oslo, 1960. N 59. P. 89 — 102.

Fristrup B. The Greenland ice cap. Washington, 1966. 312 p.

Fushimi H., Ohata F., Higuchi K. Recent fluctuations of glaciers in the eastern part of Nepal Hymalayas // Sea Level Ise and Clim. Change. Proc. Symp. 17th Gen. Assem. Int. Union Geol. and Geophys. Canberra; Washington, 1979. P. 21 — 29.

Gardner J. S. What glaciers do for Western Canada // Canad. Geogr. Journ. 1978. Vol. 96. N 1. P. 28 — 33.

Giovanni M. Chiacciai e fonomeni glaciali del bacino del Ravi e della valle dell'Uhl (Bacino del Beas) Hymalaya del Punjab. Osservazioni e studi. Milano, 1962. VI. 146 p.

Glacier Inventory of China. Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Academia Sinica. I, Qilan Mountains. 1982; II. Altai. 1982; III. Tienshan Mountains (in 4 parts). 1986; 1987.

Glacier threatens shipping lanes // Petrol. Eng. Int. 1980. Vol. 52. N 10, 11, 12, 14.

Glen A. R. A Sub-Arctic glacier cap: the West Ice of North East Land // Geogr. Journ. (London). 1941. Vol. 98. N 2. P. 65 — 76; N 3. P. 135 — 146.

Graf W. L. The distribution of glaciers in the Rocky Mountains of the United States // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1977. Vol. 18. N 79. P. 325 — 328.

Gudmandsen P. Studies of ice by means of radio echo sounding // Remote sensing of the terrestrial environment. Butterworth; London, 1977. P. 198 — 211.

Harrison A. E. Recent fluctuations of the Snout of a Glacier at McBeth Fiord, Baffin Island, N.W.T. // Geog. Bull. (Ottawa). 1966. Vol. 8. N 1. P. 48 — 51.

Harrison A. E. Glacial activity preceding the 1965 Muldrow Glacier Surge in Alaska // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 1001 — 1007.

Hastenrath S. The Glaciation of the Ecuadorian Andes. AA Balkema. Rotterdam, 1980. 180 p.

Hattersley-Smith G. Reconnaissance of Tanquary Fiord, Ellesmere Island, N.W.T. // Operation Tanquary. Report Hazen 21, Defense Research Board. Ottawa, 1964. 7 p.

Hattersley-Smith G. Recent observations on the surging Otto Glacier, Ellesmere Island // Canad. Journ.

of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 883 — 890.

Hattersley-Smith G., Serson H. Mass balance of the Ward Hunt ice Rise and Ice Shelf: a 10 year record // Journ. of Glaciol. 1970. Vol. 9. N 56.

Hayes I. I. The Open Polar Sea. A Narrative of a Voyage of Discovery towards the North Pole in the Schooner «United States». N.Y., Hurd and Houghton. 1892. 454 p.

Heine A. J. Glacier changes on Mount Ruapehu, New Zealand, 1957 — 1961. IAHS Publ. Gentbrugge. 1962. N 58.

Helbling R. The origion of the Rio Plomo ice-dam // Geogr. Journ. (London), 1935. Vol. 85. N 1. P. 41 — 49.

Heusser C. J. Postglacial Environment in the Canadian Rocky Mountains // Ecological Monographs. 1956. Vol. 26. P. 263 — 302.

Holdgate M. W. Observations in the South Sandwich Islands, 1962 // Polar Record. London, 1963. 11 (73). P. 394 — 405.

Holdsworth G. Surge activity on the Barnes Ice Cap // Nature. 1977. Vol. 269. N 5629. P. 588 — 590.

Höllerman P. Die rezenten Gletscher der Pyrenäen // Geogr. Helv. 1968. Vol. 23. N 4. P. 157 — 168.

Horvath E. Turkey, Armenian SSR and Iran // Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N.H.), 1975. Vol. 1. P. 343 — 360.

Horvath E. V. Turkey, Armenian SSR and Iran//Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N. H.), 1975. Vol. 1. P. 343.

Horvath E. V., Field W. O. References to glacier surges in North America // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 845 — 851.

Huang Maohuan, Wang Zhongxiang. Ice temperature of glaciers in China // Journ. Glaciol. and Cryopedol. 1982. Vol. 4. N 1. P. 20 — 28.

Johnson P. G. The morphological effects of surges of the Donjek Glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1972. Vol. 11. N 62. P. 227 — 234.

Jordan G. F. Redistribution of Sediments in Alaskan Bays and Inlets // Geogr. Rev. 1962. Vol. 52. P. 548 — 558.

Jordan E., Brockman C., Fernandez A. et al. The glacier inventory of Bolovia // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 25 — 31.

Kamb B., Raymond C. F., Harrison W. D. et al. Glacier surge mechanism: 1982 — 1983 Surge of Variegated Glacier, Alaska // Science. 1985. N 227. P. 469 — 479.

Karl W. Andenkundfahrt 1957 der Section Berchtesgaden des Deutschen Alpenvereins // Jahrbuch des Österreich Alpenvereins. 1958. N 83. P. 95 — 107.

Kasser P. Fluctuations of Glaciers 1959 — 1965. Int. Commission of Snow and Ice. IASH. UNESCO. 1967. 137 p.

Kemp S., Nelson A. L. The South Sandwich Islands // Discovery Reports. London, Cambridge Univ. Press, 1932. P. 133 — 197.

Kick W. Material for a glacier inventory of the Indus drainage basin — the Nanga Parbat massif // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 105 — 109.

Kinsman D. J. J., Sheard J. W. The glaciers of Jan Mayen // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1963. Vol. 4. N 34. P. 439 — 448.

Kite G. W., Reid J. A. Volumetric change of the Athabasca Glacier over the last 100 years // Journ. Hydrol. 1977. Vol. 32. N 3 — 4. P. 279 — 294.

Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Vienna: Springer Verlag, 1948. Bd 1. 403 p.

Koerner R. M. The mass balance of the Devon Island Ice Cap, North-West Territories, Canada. 1961 — 1966 // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1970. Vol. 9. N 57. P. 325 — 336.

Koerner R. M. Accumulation, Ablation and Oxygen isotope variations on the Queen Elisabeth Islands Ice Caps, Canada // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1979. Vol. 22. N 86.

Kollmeyer R. C. West Greenland outlet glaciers: an inventory of the major iceberg producers // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 57 — 64.

Krimmel R. M., Meier M. F. Glacier application of ERTS images//Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1975. Vol. 15. N 73. P. 391 — 401.

Kurien T. K., Munschi M. M. Sonapani glacier of Lahaul Kangra district, Punjab, India // IAHS Publ. Gentbrugge. 1962. N 58. P. 239 — 244.

Lehr P. Sierra Nevada // Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N.H.), 1975. Vol. 1. P. 543 — 559.

Li Chichun, Cheng Penhsing. Recent Researches on Glaciers on the Chingai Tibet Plateau // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 122 — 127.

Liestøl O. Glacier surges in Western Spitsbergen // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 895 — 897.

Lliboutry L. Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciologia. Santiago de Chile, 1956. 471 p.

Lliboutry L. Studies of the shrinkage after a sudden advance, blue bands and wave ogives on glacier Universidad (central Chilean Andes) // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1958. Vol. 4. N 24. P. 261 — 272.

Lliboutry L. Traitè de Glaciologie. Masson. Paris, 1964. Vol. 1. 427 p.

Lliboutry L. La catastrophe de Yungau (Pèrou) // IAHS Publ. Gentbrugge. 1975. N 104. P. 353—363.

Lliboutry L., Arnao A. B., Schneider B. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1977. Vol. 18. N 79. P. 255—273.

Loken O. H. Mass Balance Measurements — Barnes Ice Cap // North-Central Baffin Island Field Report 1967; Inland Water Branch Dept. of Energy, Mines and Resources Report. Ottawa, 1968. Ser. N 2. P. 83—86.

Løken O. H. Evidence of Surges on the Barnes Ice Cap,

Baffin Island // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 899—901.

Lorenzo J. L. Los Glaciares de Mexico. Mexico, D. F. 1964. 125 p.

Marcus M. G., Ragle R. H. Snow accumulation in the Icefield Ranges, St. Elias Mountains, Yukon // Arctic and Alp. Res. 1970. Vol. 2. N 4. P. 277—292.

Marr J. W. S. The South Orkney Islands // Discovery Reports. London; Cambridge Univ. Press, 1935. Vol. 10. P. 283—382.

Martin G. C. Geology and Mineral Resources of the Controller Bay Region, Alaska // U. S. Geol. Surv. Bull. (Washington). 1908. N 335. 141 p.

Mason K. The Glaciers of the Karakoram and neighbourhood // Records. Geol. Surv. India. 1930. Vol. 63. 214 p.

Mason K. Expedition notes: tours in the Gilgit Agency // Himalayan Journ. 1931. Vol. 3. P. 110—115.

Mayewski P. A., Pregent G., Jeschke P. A. et al. Himalayan and trans-himalayan glacier fluctuations and the South Asian Monsoon record // Arct. and Alp. Res. 1980. Vol. 12. N. 2. P. 171—182.

Meier M. F. Mode of Flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada // Geol. Surv. Prof. Pap. (Washington). 1960. N 351. 70 p.

Meier M. F. Distribution and Variations of Glaciers in the United States Exclusive of Alaska // IAHS Publ. Gentbrugge. 1961. N 54. P. 420—429.

Meier M. F., Post A. Recent variations of Mass Net Budgets of glaciers in Western North America // IAHS Publ. Gentbrugge. 1962. N 58. P. 63—67.

Meier M. F., Tangborn W. V., Mayo L. R. et al. Combined Ice and Water Balance of Gulcana and Wolverine Glaciers, Alaska, and Soutn Cascade Glacier, Washington, 1965 and 1966 Hydrologie Years // Geol. Surv. Prof Pap. (Washington). 1971. 23 p.

Melbourne W. H. The Imperial College Expedition to the Nudo de Apolobamba, 1959 // Alpine Journ. 1960. N 65. P. 175—181.

Mercer J. H. The Grinnell and Terra Nivea Ice Caps, Baffin Island // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1956. Vol. 2. N 19. P. 653—656.

Mercer J. H. Glacier fluctuations on the eastern side of the South Patagonian Andes // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol. 71. N 12. Pt 2.

Mercer J. H. Southern Hemisphere Glacier Atlas. Earth Sciences Laboratory U. S. Army Natick Laboratories. Massachusetts, 1967. 325 p.

Mercer J. H. The Alps // Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere. Hanover (N. H.), 1975 a. Vol. 1. P. 45 — 140.

Mercer J. H. The Pyrenees // Ibid. 1975 b. Vol. 1. P. 141—155.

Mercer J. H. Greenland // Ibid. 1975 c. Vol. 2. P. 755—808.

Mercer J. H. Queen Elizabeth Islands // Ibid. 1975 d. Vol. 2. P. 723—754.

Mercer J. H. Baffin and Bylot Islands // Ibid. 1975 e. Vol. 2. P. 683 — 722.

Messerly B. Mountain glaciers in the Mediterranean area in Africa // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 197—211.

Meyer H. En los altos Andes del Ecuador: Chimborazo, Cotopaxi etc. Universidad Central Quito. 1938.

Miller M. M. Taku Glacier Evaluation Study, Alaska. Dept. of Highways. Juneau, 1963. 200 p.

Miller M. M. Inventory of Terminal Position Changes in Alaskan Coastal Glaciers since the 1750s // Proc. Amer. Philosophical Soc. 1964. Vol. 108. N 3. P. 257—273.

Mock S. J. Fluctuations of the terminus of the Harald Moltke Brae, Greenland // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1966. Vol. 6. N 45. P. 369—373.

Mock S. J., Weeks W. F. The distribution of ten-meter snow temperatures on the Greenland ice sheet // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1966. Vol. 6. N 43.

Mokievsky-Zubok O., Stanley A. D. Canadian Glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965—1974. N 1: Sentinel Glacier, British Columbia. Ottawa (Canada), 1976 a. N 68. 75 p.

Mokievsky-Zubok O., Stanley A. D. Canadian Glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965—1974. N 2: Place Glacier, British Columbia. Ottawa (Canada), 1976 b. N 69. 77 p.

Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere / (Editor Field W. O.). Hanover (N. H.), 1975. Vol. 1. 698 p.; Vol. 2. 932 p.; Vol. 3 — maps.

Muir F. Alaska // Amer. Geologist. 1893. Vol. 11. P. 287—299.

Müller F. Glacier Mass Budget Studies on Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago // IAHS Publ. Gentbrugge. 1962 a. N 58. P. 131—142.

Müller F. Zonation in the Accumulation Area of the Glaciers of Axel Heiberg Islands, N. W. T., Canada // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1962 b. Vol. 4. N 33. P. 302—311.

Müller F. Glacier Research // Canadian Geophys. Bull. 1966. Vol. 19. P. 141—154; 1967.

Müller F. Was the Good Fraday Glacier on Axel Heiberg Island Surging? // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 891—894.

Müller F. Glaciers and their fluctuations // Nature and Resources. 1980. Vol. XVI. N 2. P. 5—11.

Müller F., Caflisch T., Müller G. Firn und Eis der Schweizer Alpen. Geographisches Institut ETH. Zürich, Switzerland. 1976. 174 s.

Odell N. E. The mountains and glaciers of New Zealand // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1960. Vol. 3. N 28.

Ommaney C. S. L. Glacier Inventory of Canada — Axel Heiberg Island, Northwest Territories // Technical Bull. Inland Water Branch, Department of Energy, Mines and Resources Ottawa, 1969. N 37. 98 p.

Ommaney C. S. L. The Canadian Glacier Inventory //

Canadian National Committee IHD. Proc. of Workshop Seminar. Ottawa, 1980. P. 23—30.

Oppenheim V. Pleistocene Glaciation in Colombia // S. A. Revista de la Academiz Colombiana de Ciencias Exactas, Fusico — Quimicas y Naturales. 1942. Vol. 5. N 17. P. 76—83.

Orheim O. The Glaciers of Bouvetøya // Skr. Nork. polarinst. Oslo, 1981. N 175. P. 79—84.

Orvig S. Glacial — Meteorological Observations on ice caps in Baffin Islands // Geogr. Annaler. Stockholm, 1954. Vol. 36. N 3—4. P. 197—318.

Østrem G., Ziegler T. Atlas over Breer i Sør — Norge. Meddelese N 20 fra Hydrologisk Avdeling, Norges Vassdrags — og Elektrisitelsvesen. Oslo (Norway), 1969.

Østrem G., Haakensen N., Melander O. Atlas over Breer i Nord — Skandinavia. Oslo; Stockholm. Februar, 1973.

Partl R. Power from Greenland's glaciers // Water Power and Dam Sonstr. 1978. Vol. 30. N 5. P. 42—50.

Paterson W. S. B. The Meighen Ice Cap, Arctic Canada: Accumulation, ablation and flow // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1969. Vol. 8. N 54. P. 341—352.

Paterson W. S. B. Temperature measurements in Athabaska Glacier, Alberta, Canada // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1971. Vol. 10. N 60. P. 339—349.

Paterson W. S. B., Koerner R. M. Radio Echo Sounding on four ice caps in Arctic Canada // Arctic. 1974. Vol. 27. N 3. P. 225—233.

Pirie J. H. H. Glaciology of the South Orkneys: Scottish National Antarctic Expedition // Transactions Roy. Soc. Edinburgh, 1913. Vol. 49. Pt 4 (15). P. 831—863.

Plandé R. Neiges et Glaces d'Aujourd'hui dans les Pyrénées // Revue Geog. Pyrénées et du Sud Ouest. 1939. Vol. 10. P. 85—106.

Porter S. C. Glaciation limit in New Zealand's Southern Alps // Arct. and Alp. Res. 1975. Vol. 7. N 1. P. 33—37.

Porter S. C. Present and Past glaciation threshold in the Cascade Range, Washington, USA; topographic and climatic controls and paleoclimatic implications // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1977. Vol. 18. N 78. P. 101—116.

Post A. S. The Exeptional advances of the Muldrow, Black Rapids and Susitna Glaciers // Journ. Geophys. Res. (Washington). 1960. Vol. 65. N 11. P. 3703—3712.

Post A. S. Alaskan Glaciers: Recent Observations in Respect to the Earthquake — Advance Theory // Science. 1965. Vol. 148. P. 366—368.

Post A. S. The Recent Surge of Walsh Glacier, Yukon and Alaska // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1966. Vol. 6. N 45. P. 375—381.

Post A. S. Distribution of surging glaciers in Western North America // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1969. Vol. 8. N 53. P. 229—240.

Post A. S. Periodic Surge Origin of Folded Medial Moraines on Bering Piedmònt Glacier, Alaska // Journ. of Glaciol. (Cambridge), 1972. Vol. 11. N 62. P. 219—226.

Post A. S., LaChapelle E. R. Glacier Ice. Seatle: Univ. Washington Press, 1971. 110 p.

Post A. S., Mayo R. Glacier Dammed Lakes and Outburst Floods in Alaska // Hydrologie Invest Atlas HA — 455, U. S. Geol. Surv. 1971. 9 p.

Post A., Meier M. F. A Preliminary inventory of Alaskan glaciers // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 45—46.

Post A., Meier M. F., Mayo L. R. Measuring the motion of the Lowell and Tweedsmuir surging glaciers of British Columbia, Canada // Geol. Surv. Prof. Pap. (Washington). 1976. N 299. P. 180—184.

Post A. S., Richardson D., Tangborn W. V. et al. Inventory of Glaciers in the Horth Cascades, Washington // Glac. Surv. Prof. Pap. (Washington). 1971. N 705-A. 26 p.

Professional Papers on the Batura Glacier, Karakoram Mountains. Academia Sinica. 1980. 271 p.

Rabassa J., Rubulus S., Suarez J. Los Glaciers del Monte Tronador, Parque Naciona Nahuel Huapi (Rio Negro, Argentino) // Anales de Parque Nacionales. 1978. Vol. XIV. N 55. P. 259—318.

Radok U., Barry R. G., Jenssen D. et al. Climatic and Physical Characteristics of the Greenland Ice Sheet. Univ. of Colorado; Boulder, 1982.

Raub W. B., Post A., Brown C. S. et al. The perennial ice masses of the Sierra Nevada, California // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126.

Reed J. I. Observations on the Teton Glacier, Crand Teton National Park, Wyoming, 1965 and 1966 // Geol. Surv. Prof. Pap. Washington, 1967. N 575. P. 154—159.

Reid I. A., Charbonneau J. O. G. Glacier Surveys in Alberta // Report Series. Canada. 1975. N 43. 18 p.

Rutishauser H. Observations on a Surging Glacier in East Greenland // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1971. Vol. 10. N 59. P. 227—236.

Sara W. A. A Franz Josef and Fox Glaciers, 1951—1967 // Journ. of Geol. and Geophys. Wellington (N. Z.), 1968. Vol. 11. N 3. P. 768—780.

Schubert C. Contribucion de Venezuela al Inventario mundial de glaciares // Separata del Boletin de la Sociedad Venezolana de ciencias Naturales. Caracas, 1980. T. 34. N 137. P. 267—279.

Schytt V. The glaciers of the Kebnekajse Massif / Geogr. Annaler. Stockholm, 1959. Vol. 41. N 4. P. 213—227.

Schytt V. Some comments on glacier surges on eastern Svalbard // Canadian Joun. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 867—873.

Sharp R. P. Malaspina Glacier, Alaska // Bull. Geol. Soc. America. 1958. Vol. 69. N 6.

Shipton E. The Darwin Range: Tierra del Fuego // Alpine Journ. 1962. N 67 (305). P. 259—268.

Shipton E. Crossing the North Patagonia Ice Cap // Alpine Journ. 1964. N 69 (309). P. 183—190.

Shi Yafeng. Some Achievements on Mountain Glacier Research in China // Seppyo. 1980. Vol. 42. N 4. P. 215—228.

Shi Yafeng, Xie Zichu, Zheng Benxing and et al. Distribution features and variations of glaciers in China // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 111—116.

Shi Yafeng, Zhang Xiangsong. Glaciers in the Urumqi Valley and Related Phenomena. Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology. Academia Sinica. 1984 a. 40 p.

Shi Yafeng, Zhang Xiangsong. Some studies of the Batura glacier in the Karakoram mountains // International Karakoram Project. Cambridge, 1984 b. Vol. 1. P. 51—63.

Skinner B. E. Measurement of twentieth century ice loss on the Tasman Glacier, New Zealand // Journ. of Geol. and Geophys. (Wellington). 1964. N 7. P. 796—803.

Smiraglia C. Osservazioni sui ghiacciai attuali del Monte Kenya e Sulle loro variazioni piu recenti // Natura. 1980. N 71. P. 3—4.

Soons G. M. Capricious Franz Josef glacier // Geogr. Mag. 1971. Vol. 43. N 7. P. 490—494.

Spector A. A Gravity Survey of the Melville Island Ice Caps // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1966. Vol. 6. N 45. P. 393—400.

Stanley A. D. Observations of the surge of Steele Glacier, Yukon Territory, Canada // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 819—830.

Stansbury M. J. Glaciological Observations in South Georgia, 1958. Preliminary Glac. Report. N 3; Falkland Islands Dependencies Survey. 1961. 40 p.

Sutton G. Glacier Island. Chatto and Windus. London, 1975. 224 p.

Tarr R. S., Martin L. Alaskan Glacier Studies. Washington (D. C.), 1914. 498 p.

Taylor A. Glaciology: Physical Geography of the Queen Elisabeth Islands, Canada // Amer. Geog. Soc. 1956. Vol. 2. 90 p.

Tero R. D. Running the Alsek // Alaska. 1971. Vol. 38. N 3. P. 36—47, 49—52.

Tewari A. P. A short report on glacier studies in the Himalaya Mts by the Geological Survey of India // Stud. geomorphol. Carpatha Balcan. 1971. N 5. P. 173—181.

The Equatorial Glaciers of New Guinea. Rotterdam, 1976.

Thompson L. Glaciological investigations of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1980. Vol. 25. N 91. P. 69—84.

Thompson L., Bolzan J., Brecher H. Geophysical investigations of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1982. Vol. 28. P. 57—69.

Thorarinsson S. Some new aspects of the Grimsvötn problem // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1953. Vol. 2. N 14.

Thorarinsson S. Area of the biggest glaciers in Iceland // Jökull. 1958. N 8.

Thorarinsson S. Glacier surges in Iceland with special reference to the surges of Bruarjökull // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1969. Vol. 6. N 4. Pt 2. P. 875—882.

Tilman H. W. Mischief in Patagonia. Cambridge Univ. Press, 1957. 185 p.

Vohra C. P. Some problems of glacier inventory in the Himalayas // IAHS Publ. Gentbrugge. 1980. N 126. P. 67—73.

Wang Vinsheng, Qui Yagi. Distributive features of the glaciers in Bogda Region, Tian Shan // Journ. of Glaciol. and Cryopedol. 1983. Vol. 5. N 3. P. 17—24.

Ward W. H., Baird P. D. Studies in Glacier Physics on the Penny Ice Cap, Baffin Island, 1953. Pt 1: A Description of the Penny Ice Cap, Its Assimilation and Ablation // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1954. Vol. 2. N 15. P. 342—355.

Weber J. R. N., Sandstrom N., Arnold K. C. Geophysical Surveys on Gilman Glacier, Northern Ellesmere Island // IAHS Publ. Gentbrugge. 1961. N 54. P. 500—511.

Weertman J. Comparison between measured and theoretical temperature profiles of the Camp Century, Greenland, bore hole // Journ. Geophys. Res. 1968. N 73. P. 2691—2700.

Wendler G., Nobuyoshi I. The combined heat, ice and water balance of McCall Glacier, Alaska // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1974. Vol. 13. N 62. P. 227—241.

Whittow J. B., Shepherd A., Goldthorpe J. E. et al. Observations on the glaciers of the Ruwenzori // Journ. of Glaciol. (Cambridge). 1963. Vol. 4. N 35. P. 581—616.

Whymper E. Travels Amongst the Great Andes of the Equador. N. Y.: Charles Scribner's Sons, 1982. 456 p.

Wood W. Recent Glacier fluctuations in the Sierra Nevada de Canta Marta, Columbia // Geogr. Rev. 1970. Vol. 60. N 3. P. 374—392.

Young G. J. The mass balance of Peyto Glacier, Alberta, Canada, 1965 to 1978 // Arct. and Alp. Res. 1981. Vol. 13. N 3. P. 307—318.

Young G. J., Stanley A. D. Canadian Glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965—1974. N 4. Peyto Glacier, Alberta. Ottawa (Canada), 1976.

Zemu Glacier Expedition, 1975 // Geol. Surv. Indian News. 1976. Vol. 7. N 1. P. 3—4, 8.

Zhang Xiangsong, Mi Desheng. Study of the present glaciers in the Karakoram // Journ. of Glaciol. and Cryopedol. 1982. Vol. 4. N 3. P. 15—28 (на кит. яз.).

ОГЛАВЛЕНИЕ

На 1-й сторонке переплета —
ледник Федченко. Фото Л. Д. Долгушина

На фронтисписе —
долина реки Аккем. Алтай.
Фото Л. В. Десинова

На последней сторонке переплета —
обрыв Антарктического ледникового покрова там, где он оканчивается на суше.
Фото С. В. Рыбакова

Долгушин Л. Д., Осипова Г. В.
Д64 Ледники. — М.: Мысль, 1989. — 447 с.: ил., табл., схем. — (Природа мира).
ISBN 5-244-00315-1

Ледниковым панцирем одеты приполярные области нашей планеты. Гигантские ледники покрывают горы на всех материках Земли. Закономерности их распространения, условия существования, особенности строения — основное содержание справочника, не имеющего аналогов в мировой справочной литературе.

Книга заинтересует не только специалистов, но и широкий круг читателей.

Д $\frac{1805010000-065}{004(01)-89}$ 110-89 **ББК 26.222.8**

В книге использован иллюстративный материал из зарубежных изданий: P. E. Viktor. “Pole Nort polè Sud”; “Alaska’s glasiers”; Budei J. and Imber W. “Spitsbergen”, Clere J. “Collins guide to Mountains and mountaineering”, а также из других иностранных книг, журналов и атласов.

Информационная литература

Леонид Дмитриевич Долгушин
Галина Борисовна Осипова

ЛЕДНИКИ

Редактор
Н..В. Боровицкая

Редактор карт
Л. И. Ивашутина

Художественный редактор
А. И. Ольденбургер

Технические редакторы
О. А. Барабанова,
Е. А. Молодова

Корректор
И. В. Шаховцева

ИБ № 2953

Сдано в набор 02.11.88. Подписано в печать 31.05.89. А10127. Формат $70 \times 108^{1}/_{16}$. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Офсетная печать. Условно печатных листов 39,2. Усл. кр.-отт. 158,9. Учетно-издат. листов 44,94. Тираж 40 000 экз. Заказ № 2764. Цена 3 р. 70 к.

Издательство «Мысль». 117071. Москва, В-71, Ленинский пр., 15.

Ордена Трудового Красного Знамени Калининский полиграфический комбинат Государственного комитета СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 170024, г. Калинин, пр. Ленина, 5


Районы распространения современных ледников
Районы максимального распространения снежного покрова на суше
Области максимального распространения морских льдов и разноса айсбергов









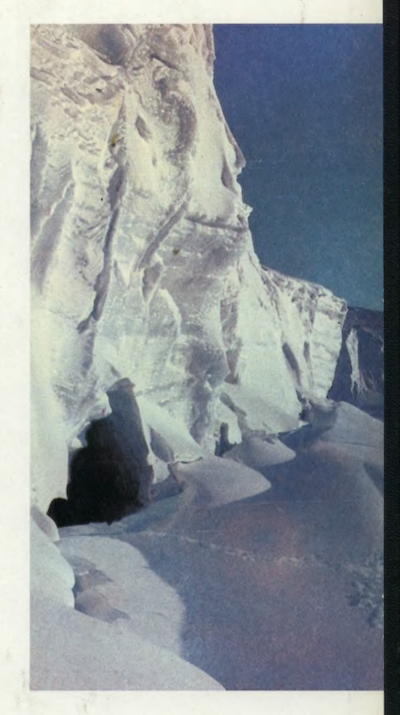
ПРИРОДА МИРА

Л.Д. Долгушин Г.Б.Осипова

ЛЕДНИКИ

3 р. 70 к.

ИЗВЕСТНО, ЧТО ЛЕДНИКИ — ЭТО КЛАДОВЫЕ ПРЕСНОЙ ВОДЫ. ПРИРОДА РАСХОДУЕТ ИХ КРАЙНЕ ЭКОНОМНО. ОЧЕНЬ ВАЖНО, ЧТОБЫ ЛЮДИ СВОЕЙ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ НЕ НАРУШАЛИ РАВНОВЕСИЯ МЕЖДУ НАКОПЛЕНИЕМ И ТАЯНИЕМ ЛЬДА НА ЗЕМЛЕ. С ЭТОЙ ЦЕЛЬЮ ГЛЯЦИОЛОГИ МНОГИХ СТРАН ВЫЯСНЯЮТ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ, ДИНАМИКИ И ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВ. В КНИГЕ СОБРАНЫ И СИСТЕМАТИЗИРОВАНЫ СВЕДЕНИЯ О ЛЕДНИКАХ ВСЕХ ВЫСОКОШИРОТНЫХ И ГОРНОЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНОВ МИРА. ДАНЫ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭТИХ РАЙОНОВ, ВЫЯВЛЕНЫ ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ И ПОКАЗАНЫ ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ЭВОЛЮЦИИ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМНОГО ШАРА.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЫСЛЬ»
МОСКВА